

# LES MASSIFS PÉRIDOTITIQUES DE NOUVELLE-CALÉDONIE

type d'appareil ultrabasique  
stratiforme de chaîne récente



**J.-H. GUILLO**

**LES MASSIFS PÉRIDOTITIQUES  
DE NOUVELLE-CALÉDONIE**

**TYPE D'APPAREIL ULTRABASIQUE  
STRATIFORME DE CHAÎNE RÉCENTE**

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 4, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite » (alinéa 1<sup>er</sup> de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal ».

*Le présent mémoire a fait l'objet d'une thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles qui a été présentée le 27 juin 1973 à l'Université de Paris VI.*

ISBN 2.7099-0350.4

© ORSTOM, 1975

MÉMOIRES ORSTOM N° 76

JEAN-HUGHES GULLON

*Docteur ès sciences  
Géologue de l'ORSTOM*

**LES MASSIFS PÉRIDOTITIQUES  
DE NOUVELLE-CALÉDONIE  
TYPE D'APPAREIL ULTRABASIQUE  
STRATIFORME DE CHAÎNE RÉCENTE**

O.R.S.T.O.M  
PARIS  
1975

---

**Fabrication - Coordination**  
Hélène DARDENNE

---

## PRÉFACE

L'étude qui a conduit à la rédaction de ce mémoire me fut confiée en 1965 par le Professeur P. ROUTHIER et fut réalisée dans le cadre d'une opération scientifique implantée par l'ORSTOM en Nouvelle-Calédonie. Cette opération avait pour objectif la mise en évidence des paramètres régissant l'action du couple érosion-sédimentation qui s'exerce depuis l'aube du Miocène sur les massifs de roches ultrabasiques de l'île. La présente étude constitue le premier volet d'un tryptique qui comprend, par ailleurs, le mémoire de J.J. TRESCASES, consacré à l'évolution géochimique supergène de ces roches et la monographie de F. BALTZER (actuellement en cours de rédaction) qui traite du transport par les eaux de ruissellement et des conditions de dépôt dans les plaines alluviales des produits de démantèlement des massifs.

La nécessité de connaître, le plus exactement possible, les roches composant les grands massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie, qui a été ressentie dès que cette opération fut définie, n'a cependant pas constitué la seule raison d'entreprendre leur étude. Les massifs néo-calédoniens n'avaient fait l'objet que de travaux dispersés et fragmentaires, ceux-ci ayant eu cependant l'intérêt, en esquissant les grands traits de l'anatomie et de l'architecture de ces massifs, de dégager leur originalité. Une étude d'ensemble de ces massifs présentait donc un grand attrait. De plus, on devait pouvoir, en précisant leur composition, leur style structural et leur disposition dans le bâti géologique de l'île, les comparer aux différents appareils à roches basiques et ultrabasiques de la chaîne alpine, dont l'étude venait de connaître un nouvel essor, mais aussi acquérir des informations sur les processus qui ont conduit à leur mise en place et par là-même fixer une étape essentielle de l'évolution géodynamique.

Les massifs néo-calédoniens étaient encore, lorsque cette étude fut entreprise, très imparfaitement connus. Il en était en particulier ainsi du grand massif qui s'étend dans la partie méridionale de l'île et dont A. LACROIX puis les travaux de reconnaissance géologique effectués en 1946 par A. ARNOULD avaient révélé la complexité. L'exploration et la cartographie de ce massif furent réalisées de 1965 à 1969. Celles des autres massifs ultrabasiques de l'île, qu'il s'agisse de l'apophyse du massif du sud, qui longe la côte orientale, ou encore des massifs de la chaîne centrale et du sillon occidental, eurent lieu en 1970 et 1971, grâce à une convention de recherches financée par la Société Le Nickel. Une attention particulière fut portée au grand massif du sud, l'analyse des autres massifs de l'île ayant eu principalement pour but de mesurer les divergences qu'ils pouvaient présenter par rapport à celui-ci.

Les études analytiques furent effectuées dans plusieurs laboratoires étrangers et métropolitains : ceux du Geological Survey de Nouvelle-Zélande (Wellington) et de l'Université de Manchester, laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI, laboratoires de Pétrographie et du CRPG de l'Université de Nancy ainsi que dans ceux du BRGM à Orléans. Une partie des travaux analytiques fut en outre réalisée à Nouméa dans les laboratoires de l'ORSTOM et de la Société Le Nickel.

Faute de moyens importants, je n'ai pu mettre en œuvre toutes les techniques analytiques souhaitables. Celles que j'ai fait intervenir dans cette étude viennent compléter et préciser les faits mis en évidence par la cartographie et les observations de terrain. La méthode que j'ai utilisée conduit à dresser une première esquisse d'ensemble des massifs ultrabasiques néo-calédoniens. Celle-ci a largement bénéficié de l'acquit des travaux antérieurs et en particulier ceux de E. GLASSER, J. GARNIER, M. PIROUTET, Y. CRENN, J. AVIAS, A. ARNOULD et P. ROUTHIER ainsi que des études récentes effectuées en Nouvelle-Calédonie par les géologues de différents organismes.

Les résultats de cette étude ont donné lieu, par le passé, à plusieurs publications dont la liste figure en fin de ce mémoire. Par ailleurs six cartes géologiques à 1/50 000, levées dans le sud de l'île et dont l'édition est actuellement en cours, fournissent une illustration aux faits mis en évidence. Le présent mémoire a pour objet de regrouper l'ensemble des données de cette étude, qu'il s'agisse de celles déjà publiées ou encore de résultats inédits, qui y sont présentés. Cette synthèse conduit à définir un modèle d'appareil ultrabasique de chaîne récente qui est spécifique de l'arc mélanésien et à propos duquel les hypothèses génétiques précédemment formulées sont réexaminées et discutées. Dans celles que je propose pour expliquer l'origine et l'histoire des massifs néo-calédoniens, j'ai cherché à suggérer plus qu'à conclure. Il subsiste encore de nombreux problèmes qui mériteraient des analyses approfondies, au moyen de techniques d'investigation nouvelles. Peut-être cette étude aura-t-elle l'intérêt de les avoir suscitées.

Je ferai preuve d'ingratitude si je ne reconnais pas la dette que j'ai envers toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide et dont le soutien amical m'a permis de mener à bien ce travail.

Je tiens à remercier en premier lieu Monsieur le Professeur G. CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM, de m'avoir donné la possibilité d'accomplir cette étude et de m'avoir permis d'effectuer plusieurs missions à l'étranger, grâce auxquelles j'ai pu parfaire mon expérience professionnelle. J'associe à ces remerciements Messieurs J. SEVERAC, Secrétaire Général de l'ORSTOM, M. GLEIZES, Secrétaire Général Adjoint, et J.P. TONNIER, Directeur du Centre ORSTOM de Nouméa, qui m'aidèrent au mieux pour aplanir les difficultés qui se sont présentées dans le déroulement de ma mission.

Je remercie d'autre part la Société Le Nickel, en la personne de Monsieur G. TROLY, Chef du Service « Mines et Exploration » de cette Société, d'avoir mis à ma disposition des moyens matériels qui m'ont permis de réaliser, pendant deux ans, mes travaux dans des conditions plus favorables et de m'avoir fait bénéficier des connaissances acquises en Nouvelle-Calédonie par les géologues de ce Service.

La Direction Scientifique de cette étude fut assumée par Monsieur le Professeur P. ROUTHIER qui m'en confia le sujet en 1965 alors que se constituait l'embryon d'une nouvelle équipe géologique de l'ORSTOM en Nouvelle-Calédonie. Depuis cette date, Monsieur P. ROUTHIER m'aida de façon très efficace tant en ce qui concerne les problèmes opérationnels que scientifiques. Je lui suis infiniment redevable de l'attention qu'il a portée au développement de ce travail, des suggestions judicieuses dont il m'a fait part et — surtout — du soutien amical qu'il n'a cessé de m'apporter. J'exprime également ma gratitude à Monsieur J. BOULADON et à Monsieur le Professeur G. ROCCI qui furent pour moi des conseillers scientifiques très précieux.

Je ne saurais omettre ici Monsieur le Professeur H. FAURE, Président du Comité Technique de la Section de Géologie de l'ORSTOM, que je remercie pour le rôle très efficace qu'il a joué au sein de cette section et pour l'intérêt qu'il a manifesté envers mes recherches, dont il a facilité, à maintes reprises, la réalisation. J'exprime, par ailleurs, mes remerciements à Monsieur le Professeur H. CURIEN, Directeur du Centre National de la Recherche Scientifique, de m'avoir accordé des tarifs préférentiels pour certaines des analyses minéralogiques effectuées pour cette étude.

Durant ces huit années j'ai été accueilli, au gré de mes pérégrinations, dans plusieurs laboratoires, au premier rang desquels je dois citer le Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI. Je remercie son Directeur, Monsieur le Professeur J. NICOLAS, de m'avoir fait profiter de l'équipement et de l'organisation de ce laboratoire ; je lui suis, en particulier, redevable d'un grand nombre des analyses

chimiques de roches figurant dans ce mémoire. J'exprime d'autre part ma reconnaissance au Docteur G.A. CHALLIS du Laboratoire de Pétrographie du Geological Survey de Nouvelle-Zélande, au Professeur N. BROTHERS de l'Université d'Auckland, au Professeur L.J. LAWRENCE de l'Université des Nouvelles Galles du Sud, au Professeur W. FYFE de l'Université de Manchester, à Monsieur M. PINTA du Laboratoire de Spectrographie de l'ORSTOM ainsi qu'à Monsieur J. GONI du BRGM, pour avoir mis à ma disposition les moyens analytiques de leurs laboratoires.

Cette étude a largement bénéficié des remarques et des suggestions qui m'ont été faites, comme des idées qui se sont fait jour au cours d'entretiens que j'ai eus avec de nombreux chercheurs. Je tiens, en particulier, à remercier ici, de l'influence déterminante qu'ils ont eue sur l'orientation de mes recherches, Messieurs A. AUTRAN, J. BESSON, J.H. BRUNN, J. GOGUEL, T. JUTEAU, J. KORNPBST, A. NICOLAS, J.F. PARROT, P. PICOT, G. ROCCI, P. ROUTHIER ainsi que G.A. CHALLIS, R.G. COLEMAN, D. FALVEY, L. HAWKINS, H.H. HESS, R. HUDSON, R. LAUDER, E. MOORES, A. NALDRETT, M. O'HARA, T.P. THAYER et W.J. WADSWORTH.

Mon travail a été facilité par l'atmosphère amicale qui règne dans la jeune Section de Géologie de l'ORSTOM. Je remercie, tout particulièrement, mes collègues G. GRANDIN, A. LE MARÉCHAL, C. MONNET, M. et S. SERVANT, J.J. TRESCASES et J.M. WACKERMAN ainsi que M. DEFOSSEZ et P. LAUNAY, qui en ont assuré pendant plusieurs années le Secrétariat, de leur aide bienveillante et de leur confiance. Cette étude doit aussi beaucoup à l'étroite et constante collaboration qui a existé entre les membres des équipes de géologie et de géophysique du Centre ORSTOM de Nouméa. J'ai notamment effectué mes recherches en liaison constante avec J. DUBOIS, animateur de la Section Géophysique et J.J. TRESCASES, avec lequel j'ai partagé les moments parfois pénibles mais le plus souvent exaltants de la vie dans la chaîne néo-calédonienne. Que tous deux ainsi que H. GONORD du CNRS et mes collègues du BRGM trouvent ici l'expression de mes remerciements.

C'est aussi pour moi un très grand plaisir de remercier mes assistants mélanésiens F. GOWE, R. FAOUTOLO, A. MAHIEUC, S. WAHAGA et J. WANGANE sans lesquels ce travail n'eut pu être réalisé. Je tiens aussi à exprimer ma gratitude aux colons néo-calédoniens et aux chefs des tribus de la Grande Terre, notamment celles de Bopope, Borindi, Ouara, Ouassé, Touaourou et Vao, qui m'ont accordé leur confiance et leur hospitalité. Il en fut également de même de la part de mon ami L. CHEVALIER et du Révérend Père O'REILLY qui ont su me faire comprendre — quand ce n'était admettre — les aspects divers de la Nouvelle-Calédonie et auxquels je dois l'intérêt que j'y porte désormais.

Que tous ceux ayant contribué à la réalisation matérielle de ce mémoire soient assurés de ma sincère reconnaissance : J. ANGOT pour les planches de clichés, J. BOUNIOL pour les graphiques et les schémas, H. DARDENNE pour la mise en page et J. DANARD pour le long et minutieux travail graphique qu'il a accompli pour la préparation des deux cartes hors-texte qui a bénéficié de la grande expérience de Monsieur J. COMBROUX, Chef du Service de Cartographie de l'ORSTOM.

J'ai envers deux personnes, sans lesquelles ce mémoire n'aurait jamais été écrit, une dette particulière : il s'agit de ma femme qui fit preuve de patience et de sagesse (entre autres qualités...), enfin de P. ROUTHIER qui entraîna de nombreux géologues de ma génération sur les chemins où se vit la plus exaltante des aventures humaines : celle de la recherche de la vérité.

*Nouméa-Paris, octobre 1973*



---

## PLAN DE L'OUVRAGE

Résumé anglais .....	11
Avertissement .....	14
I. <i>Configuration géologique de la Nouvelle-Calédonie</i> .....	17
II. <i>Les basaltes</i> .....	23
— Répartition. Relations avec les autres formations géologiques de l'île .....	23
— Composition .....	24
— Age .....	26
III. <i>Disposition du matériel ultrabasique dans le bâti structural</i> .....	29
IV. <i>Anatomie et architecture de l'appareil ultrabasique</i> .....	33
A. La masse péridotitique principale .....	33
1. Architecture .....	33
2. Structure d'ensemble .....	35
3. Microstructures .....	37
4. Caractères chimiques .....	39
5. Minéralogie .....	42
6. Géochimie des éléments en traces. Le problème du nickel .....	56
7. Zonalité de cet ensemble .....	62
8. Les points clefs .....	64
B. L'ensemble discordant .....	66
I. Les dykes de roches ultrabasiques et les amas chromifères recoupant le litage de la masse péridotitique principale .....	66
II. Les masses dunito-gabbroïques .....	70
1. Architecture .....	71
2. Structure d'ensemble .....	71

3. Microstructures .....	72
4. Caractères chimiques .....	73
5. Minéralogie .....	73
6. Les éléments en traces .....	84
III. Les dolérites .....	84
IV. Les points clefs .....	86
C. Discussion pétrogénétique .....	87
D. Comparaison de l'appareil néo-calédonien avec les complexes à roches basiques et ultrabasiques .....	91
V. <i>Les roches acides intrusives, postérieures à la mise en place de l'appareil</i> .....	95
— Répartition et caractères de gisement .....	95
— Composition .....	95
— Age .....	98
— Minéralisations associées .....	98
— Origine .....	98
VI. <i>Relations structurales entre les massifs ultrabasiques de l'île</i> .....	101
VII. <i>Reconstitution du mécanisme de mise en place de l'appareil ultrabasique néo-calédonien</i> .....	105
VIII. <i>Conclusions générales de l'étude</i> .....	111
<i>Références bibliographiques</i> .....	115

*Illustrations : 12 tableaux d'analyses, 32 figures, 16 planches de clichés, 2 cartes h.t.*

---

## THE NEW-CALEDONIAN PERIDOTITIC MASSIFS AS AN OVERLAPPING STRATIFORM TYPE ULTRAMAFIC COMPLEX OF YOUNG OROGENIC ARC

### ABSTRACT

The object of this book is to describe the main results of a study which was conducted from 1966 to 1973 and which concerned the petrological and structural analysis of the ultramafic massifs of New-Caledonia.

In New-Caledonia the ultramafic material is represented, both by serpentinite sills found in or on sedimentary and metamorphic formations whose age stretches from Permian to upper Eocene and by large massifs.

The ultramafic massifs, covering an area of 7,000 km<sup>2</sup>, are distributed throughout the length of the island; they represent relics of a huge ultramafic sheet which overlaid a great part of New-Caledonia.

These massifs rest on tholeiitic basalts of upper Eocene age ( $39 \pm 1.5$  M.Y.) or folded sedimentary and metamorphic formations, mostly those which are of Cretaceous-Eocene age. However there is no close association between the ultramafic massifs and the blueschists formations which occur in the Northern part of the island.

The ultramafic massifs, whose emplacement took place during a later stage of the alpine orogeny, are in tectonic contact with the underlying formations. Their floor, which is marked by a thick (1-300 m) zone of sheared serpentinite, represents a major structural discontinuity. On the west it is horizontal but N.N.E. dips of 10-15° are present in the central part of the island and further to the N.E. the dip increases progressively, reaching 50° on the east coast where strong gravimetric anomalies (170 milligalls) have been recorded. This disposition suggests that the root of the ultramafic sheet must be located close to the northeastern coast of the island.

The massif consist mostly of an ultramafic complex, more than 3,500 m thick, called « the main ultramafic mass ». Within this, in the great southern massif, there are several funnel shaped dunitic bodies, with irregular outlines and capped by associated gabbroic rocks.

1. The main ultramafic mass forms the major part of the New-Caledonian massifs. This complex consists of forsteritic olivine, enstatite and chromium spinel in the respective proportions of 70,25 and 5 %. Ni-Cu sulphides and native alloys occur, in certain places, as disseminated grains in the pyroxene rich rocks.

This mass appears as a thick pile of harzburgites in which numerous intercalations of dunites and pyroxenites, as well as some podiform concentrations of chromite, are present. The rocks are distributed

in a rhythmic pattern, giving rise to a layering which is generally well developed, especially in the upper part of this mass.

The layering shows that the main ultramafic mass is affected by broken folds of high angle, oriented with an E.S.E. axis and generally overtilted towards the S.S.W. This layering is strongly discordant to the floor of the massifs.

The rocks are slightly deformed with the result that cumulate structures (such as olivine-chromite cumulates) are sometimes preserved; these are principally located in the upper part of the ultramafic mass. The harzburgites may also show extremely heavy deformations and exhibit blasto-mylonitic structures; such rocks, with a tectonic fabric, form the main part of the massifs spreading along the west coast of the island (viz the frontline of the ultramafic) sheet as well as the northwestern part of the great southern massif.

The presence of relic primary structures and the relatively mild deformation that has affected the mass, distinguish the New-Caledonian massifs from the ophiolitic assemblages of the alpine arc and therefore permit consideration of these massifs as a special type of the ultramafic complexes present in the orogenic provinces.

The rocks of this mass are depleted in Na, K and Ca. The composition of the two silicates is relatively constant in the profile of the mass, their Mg/Mg+Fe ratio varying no more than 3%. The only variations in mineral composition that have been recorded, consist of (1) a gentle enrichment in aluminium in the orthopyroxene, (2) an increase in the Al/Cr and Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> ratios in the chromium spinel, (3) a slight decrease in Mg and Ni in the two silicates, (4) an enrichment in copper minerals which occur from top to bottom of this mass.

The main ultramafic mass is zoned to the extent that there is a preferential distribution of chromite concentrations in the upper part and of sulphide disseminations in the lower part of its profile.

The origin of the main ultramafic mass is discussed in the light of data obtained from this study. It is considered that the tectonic fabrics could be locally superimposed on primary structures of possible magmatic origin and therefore that this mass could be a part of a differentiated complex formed under high pressures and in relatively stable thermal conditions. In fact it seems that its history does not include several successive phases of homogenisation at different P/T conditions.

2. The second lithological unit of the New-Caledonian ultramafic massifs is made of huge dunite pipes cutting through the layering of the main ultramafic mass, with very gradational contacts and changing by degrees, in their upper part, to anorthosites and noritic gabbros. This dunite-gabbroic unit appears as layered bodies with a regular rhythmic banding and in which the rocks show generally cumulate structures.

The layering, resulting from the rhythmic disposition of pyroxenites, anorthosites and olivine rich rocks (representing the transition from the dunites to the gabbroic rocks) is independent of that of the ultramafic mass.

The lithological evolution between dunites and gabbros is marked by an enrichment in aluminium, calcium and alkalis. Besides this, cryptic variations in mineral composition can be noted; passing from dunites to gabbros these consist of, (1) an enrichment in aluminium in the two pyroxenes, (2) an increase in the Al/Cr ratio in the chromium spinel, (3) an increase in the Fe/Fe+Mg ratio in the different ferromagnesian minerals and (4) a slight reduction in the anorthite content of the plagioclase. Magnetite and Cu-Ce sulphides are widespread in the pyroxene rich rocks of the transition zone between dunites and gabbros. These minerals can also form small lens shaped concentrations in the upper part of this zone.

The dunite-gabbroic bodies are interpreted as resulting from the gravitational differentiation, in extension zones of the main ultramafic mass, of a tholeiitic magma produced by partial melting of the surrounding ultramafic. During the fractionation of this magma the thermal gradient must have been relatively weak and the pressure certainly much lower than that present during the formation of the ultramafic mass itself.

These bodies could represent the lower part of magmatic chambers which fed an ancient undersea volcanic arc of which New-Caledonian tholeiitic basalts of upper Eocene age, could be one of the extrusive manifestations. In fact there is strong evidence that these basalts, as well as the rocks forming the dunitic-gabbroic layered bodies and dolerites present in a gabbroic zone of the great southern massif, would result in the fractionation of a single magma of tholeiitic composition, in deeper zones of the oceanic crust.

After the extrusion and flow of the basaltic magma which occurred in a later stage of Eocene times, fragments of the oceanic crust were thrust up to overlap locally the Melanesian island arc, leading to the huge ultramafic massifs of New-Caledonia and New-Guinea. In New-Caledonia the emplacement of the ultramafic massifs is followed by the intrusion of a granitic magma with an age of  $35 \pm 2$  M.Y. The intrusive acid rocks (calc-alkaline granites, adamellites, quartz-monzonites, quartz-diorites...) are present in the ultramafic massifs as well as in the sedimentary formations of their substratum.

Therefore the New-Caledonian ultramafic massifs were emplaced during the Oligocene and probably in a period stretching between 40 and 35 million years (lower Miocene formations are the first in which peridotite debris have been related).

It is proposed that these massifs came from the overthrusting of the Pacific plate, which started to move S.W. in the Jurassic, on the edge of the Australo-Melanesian sub-continental plate which had been moving north or north-east since the beginning of Eocene.

The structural analysis of the New-Caledonian massifs indicates that the obduction of the oceanic materials was done in two stages :

1. Emplacement, from N.N.E. to S.S.W. of a huge ultramafic sheet and associated basalts.
2. After the granitic phase it seems that a great slab was split off from the ultramafic sheet in a zone located on the northeastern coast until it overlapped mechanically the sedimentary formations and the basaltic rocks of the west coast.

The conclusions of this study concern the petrogenesis of ultramafic-mafic assemblages of orogenic arcs; also discussed are the mechanisms of their uplift to the lithospheric surface, which are considered here, in the light of recent data concerning the structure and the geodynamic evolution of the south-west Pacific.

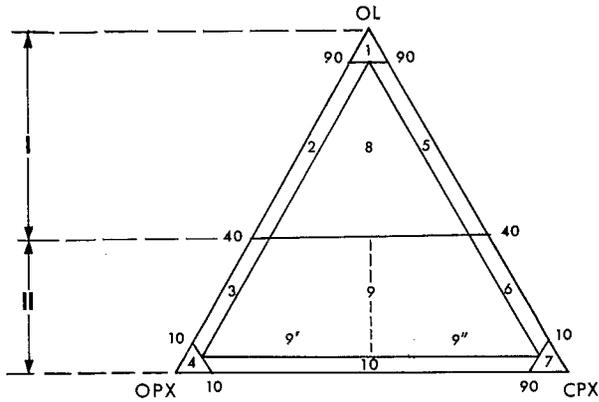
*AVERTISSEMENT**Note relative aux analyses chimiques figurant dans ce mémoire*

Les analyses chimiques de minéraux ont été effectuées au moyen des microsondes électroniques AEI (modèle SEM 2), CAMBRIDGE (modèle Geoscan. 3), ARL et CAMECA. Les analyses chimiques de roches ont été réalisées par fluorescence X (Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI) et par absorption atomique (Laboratoires de Pétrographie et du CRPG de l'Université de Nancy). Enfin les teneurs en éléments en traces ont été déterminées par absorption atomique et spectrographie d'émission, à l'exception du soufre qui a été analysé au four à induction.

*Note concernant la nomenclature des roches basiques et ultrabasiques utilisée dans le texte*

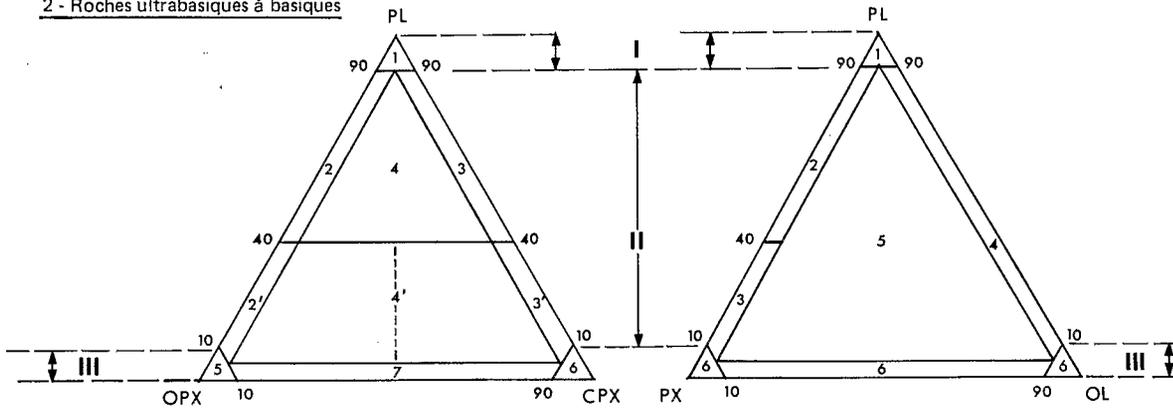
Les roches ont été dénommées en appliquant les principes mis en œuvre dans la classification arrêtée par la Commission de Systématique Pétrologique de l'IUGS (cf. Geological Newsletter n° 2, 1973, pp. 110-123). La classification que nous utilisons dans ce mémoire se calque, à quelques nuances près, sur celle-ci, après en avoir adapté la terminologie. Elle se résume par la figure ci-contre.

1 - Roches ultrabasiques



- 1 - dunite
- 2 - harzburgite
- 3 - harzburgite riche en pyroxène
- 4 - orthopyroxénite
- 5 - wehrlite
- 6 - wehrlite riche en pyroxène
- 7 - clinopyroxénite
- 8 - lherzolite
- 9 - lherzolite riche en pyroxènes :  
en orthopyroxène (9'), en clinopyroxène (9'')
- 10 - webstérite
- I - PÉRIDOTITES
- II - PYROXÉNITES

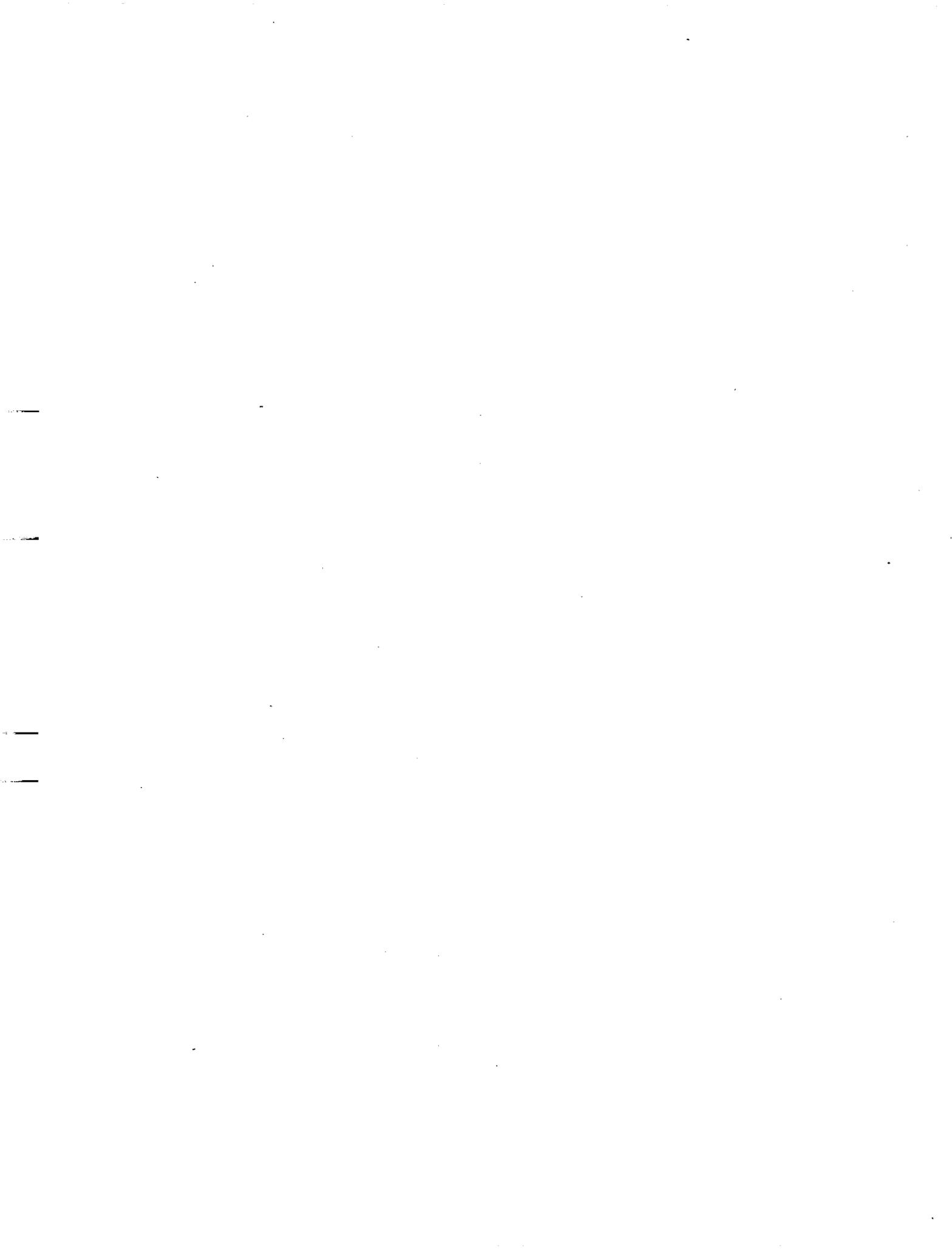
2 - Roches ultrabasiques à basiques



- 1 - anorthosite
- 2 - norite
- 3 - gabbro
- 4 - gabbro noritique
- 2', 3', 4' - respectivement norite, gabbro et gabbro noritique riche en pyroxènes
- 5, 6, 7 - respectivement orthopyroxénite, clinopyroxénite et webstérite à plagioclase (ou feldspathiques)
- I - ANORTHOSITES
- II - ROCHES GABBROÏQUES
- III - PYROXÉNITES

- 1 - anorthosite à olivine
- 2 - norite, gabbro et gabbro noritique (gabbros s-l) à olivine
- 3 - gabbros pyroxénitiques à olivine
- 4 - troctolite
- 5 - gabbros (s-l) riches en olivine
- 6 - péridotites (dunite, wehrlite..) et pyroxénites à plagioclase
- I - ANORTHOSITES
- II - ROCHES GABBROÏQUES
- III - ROCHES ULTRABASIQUES

CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES EN FONCTION DES PROPORTIONS RELATIVES EN OLIVINE, ORTHOPYROXÈNE, CLINOPYROXÈNE ET PLAGIOCLASE.



---

## CONFIGURATION GÉOLOGIQUE DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE

Les travaux de PIROUTET (1917), ceux réalisés entre 1946 et 1950 par les membres de la première mission géologique de l'ORSTOM en Nouvelle-Calédonie (A. ARNOULD, J. AVIAS et P. ROUTHIER) et, à une époque plus récente, l'étude, encore partiellement inédite, réalisée par H. GONORD représentent les trois étapes principales dans la connaissance de la géologie générale de l'île.

Les événements dominants de l'histoire géologique de la Nouvelle-Calédonie et les grands traits de sa structure ont été rappelés dans plusieurs publications récentes (GONORD et RABINOVITCH, 1971 ; GUILLON et ROUTHIER, 1971 ; GUILLON, 1973 *b*). Nous ne retiendrons ici que ceux nous permettant de développer l'exposé qui va suivre.

La Nouvelle-Calédonie est constituée d'un ensemble de terrains accumulés depuis la fin des temps paléozoïques dans le bassin géosynclinal mélanésien. Après une première émergence et une phase plicative qui affecte des tufs dacitiques d'âge permien, la sédimentation reprend au Trias et se poursuit, en certaines parties de ce bassin, jusqu'au Portlandien : elle est à l'origine d'une épaisse série de grauwackes dans laquelle s'intercalent des niveaux volcaniques. Une phase tectogénique, dite « phase cimmérienne », plisse vigoureusement les sédiments permo-jurassiques et érige un arc métamorphique dont les témoins forment la zone axiale de l'île. La mise en place de petits batholithes dioritiques s'y produit après le relâchement des tensions.

L'émergence cesse au Crétacé supérieur. La sédimentation a lieu alors dans des zones marines peu profondes et conduit à l'individualisation de conglomérats et d'un complexe grésopélicite à passées charbonneuses dans lequel s'interposent localement des niveaux volcano-sédimentaires. Cet ensemble d'âge sénonien passe en continuité à des sédiments phtanitiques et calcaires appartenant à l'Eocène inférieur et moyen (Eocène I des cartes géologiques à 1/100 000). La première phase des plissements alpins se produit vraisemblablement à l'Eocène moyen : elle provoque l'émergence de petits chaînons d'Eocène I dont le démantèlement est à l'origine de grandes brèches de glissement à éléments phtanitiques et calcaires. Une épaisse formation marno-gréseuse de type flysch, attribuée à l'Eocène supérieur (Eocène II des cartes géologiques à 1/100 000), leur succède. A cette époque, de vastes épanchements basaltiques se produisent dans l'aire de sédimentation du flysch. Ce volcanisme est suivi par le dépôt, dans des bassins de faible extension, d'une formation détritique grossière. Cette formation, qualifiée par GONORD et RABINOVITCH (1971) de « flysch grauwakeux », est non datée mais pourrait correspondre, selon ces auteurs, à un faciès tout à fait terminal de l'Eocène.

Une phase compressive de grande ampleur se place vers la fin des temps éocènes ou au début de l'Oligocène. Elle se traduit par une poussée générale vers le sud-ouest et provoque des écaillages importants

ainsi que le décollement de la couverture crétacée et éocène du socle métamorphique anté-sénonien. Une émigration, qui se poursuivra jusqu'au Miocène inférieur, en suit le déclenchement.

C'est après ou tout au moins dans un stade terminal de ces contraintes qu'un grand feuillet ultrabasique se met en place à partir d'une zone de subduction située au nord-est de l'île. Il est clair que la mise en place des péridotites néo-calédoniennes est un phénomène tardif par rapport au développement de l'orogénèse alpine. En effet, comme nous le verrons plus loin, la surface basale de ce feuillet n'est affectée que par des ondulations très légères et ne participe jamais aux plissements de son substratum. Cet événement est par contre antérieur au dépôt du Miocène inférieur qui représente la formation la plus ancienne dans laquelle les péridotites se trouvent remaniées. Nous admettrons donc que la mise en place des grands massifs ultrabasiques néo-calédoniens eut lieu à l'Oligocène.

Un métamorphisme accompagne les deux grandes phases orogéniques ayant érigé le bâti géologique néo-calédonien. Un premier métamorphisme, à chlorite, séricite et albite, se produit au cours de l'orogénèse cimmérienne et affecte l'ensemble des terrains anté-sénoniens. Un second métamorphisme, à pumpellyite, épidote, lawsonite et glaucophane, qui se surimpose localement au premier, semble pouvoir être corrélé au développement des contraintes ayant provoqué, vers la fin des temps éocènes, l'écaillage des formations sédimentaires. A cette époque, un second arc métamorphique, impliquant des matériaux mésozoïques et éocènes, s'individualise dans la partie septentrionale de l'île.

S'il est séduisant de penser que les conditions de hautes pressions de ce métamorphisme peuvent être tributaires de la montée de la grande nappe ultrabasique le long d'un plan de décollement, rien par contre ne permet d'affirmer, comme l'a fait COLEMAN (1967), que le métamorphisme soit génétiquement lié à ce phénomène. En effet, leur simultanéité n'a pu être démontrée. D'autre part, leurs témoins ne sont jamais associés dans le bâti géologique de l'île. Au contraire, partout où les grands massifs ultrabasiques sont présents, les terrains crétacés et éocènes de leur substratum ne sont pas métamorphisés. Cependant il est possible que ce métamorphisme se soit produit lors du plissement d'une forte épaisseur de sédiments accumulés dans une fosse profonde et peut-être située à l'aplomb de la zone de subduction, auquel cas les massifs de roches ultrabasiques et les roches métamorphiques de faciès « blueschists » pourraient être deux expressions — non nécessairement synchrones — d'un même phénomène, comme la coexistence de ces roches, que l'on constate en de nombreux points de la chaîne alpine, tend à le suggérer.

L'étude géologique de l'île a permis de reconnaître quatre domaines structuraux dont les relations ont été décrites dans plusieurs publications (GUILLON, 1973 *b* ; GUILLON et ROUTHIER, 1971, p. 9-10 ; ROUTHIER, 1953, p. 16-17). La chaîne centrale (encore qualifiée de « zone axiale ») représente une première subdivision structurale de l'île (fig. 1). Cette chaîne, érigée vers la fin des temps jurassiques, est formée de terrains volcano-sédimentaires d'âge permien et d'une épaisse série de grau-wackes au milieu desquelles apparaissent des niveaux andésitiques. Cet ensemble qu'injectent de petits massifs dioritiques est affecté par le métamorphisme de type « greenschists » ayant accompagné l'orogénèse cimmérienne. Les grau-wackes métamorphiques sont surmontées localement en discordance par des conglomérats, des grès et des calcaires appartenant au Sénonien, vraisemblablement déposés dans un milieu marin très peu profond. Plusieurs massifs ultrabasiques (notamment les massifs du Oua-Tilou et du Tchingou) se placent dans la partie septentrionale de cette chaîne (fig. 2 et *carte h.t. n° 2*).

La chaîne métamorphique centrale sépare deux domaines présentant une même configuration géologique. L'un d'eux est représenté par le bassin ouest-calédonien, encore qualifié de « sillon » (ROUTHIER 1953, p. 16) parce que l'on y observe, souvent sur de fortes épaisseurs, les formations sédimentaires récentes. Il est séparé de la chaîne centrale par une grande faille inverse, de direction NW-SE et plongeant vers le NE. Cet accident, dénommé « grande faille-flexure longitudinale » (GUILLON et ROUTHIER, 1971, p. 10), aurait permis, dès la phase tectogénique cimmérienne, l'articulation de ce bassin au domaine métamorphique central. Depuis le Sénonien jusqu'à l'Eocène supérieur, des sédiments se sont accumulés dans cette ride. Une épaisse coulée sous-marine de magma basaltique clôt cette phase de sédimentation et précède le déclenchement de grandes contraintes qui affectent l'ensemble de cette zone et remodelent



L'histoire géologique de cette zone est sans doute transposable au troisième domaine structural de l'île. Celui-ci se limite à une bande étroite frangeant, au sud-ouest, l'apophyse péridotitique qui s'étend sur la côte orientale de l'île (fig. 1). On y retrouve les formations sédimentaires sénoniennes et éocènes, affectées par des plis très serrés, écaillés et basculés vers le sud-ouest, ainsi que les basaltes. Les roches ultrabasiques représentent également ici la superstructure de l'édifice géologique.

La quatrième subdivision est constituée par l'arc métamorphique septentrional (fig. 1). Celui-ci est formé de grauwackes et surtout de terrains d'âge sénonien à éocène supérieur dont l'épaisseur totale a été évaluée par LILLIE (1970) à 20 000 m. Cet arc est intensément plissé. Les plis disposés en éventail se mouleraient sur une structure profonde et traduiraient localement, selon cet auteur, un double basculement vers le sud-est et le nord-ouest. Cette disposition n'est donc pas en accord avec la poussée vers le sud-ouest qui s'est produite dans les autres domaines structuraux de l'île et par conséquent, avec l'image d'une nappe de péridotites se mettant en place, comme il est probable, en glissant du nord-est vers le sud-ouest.

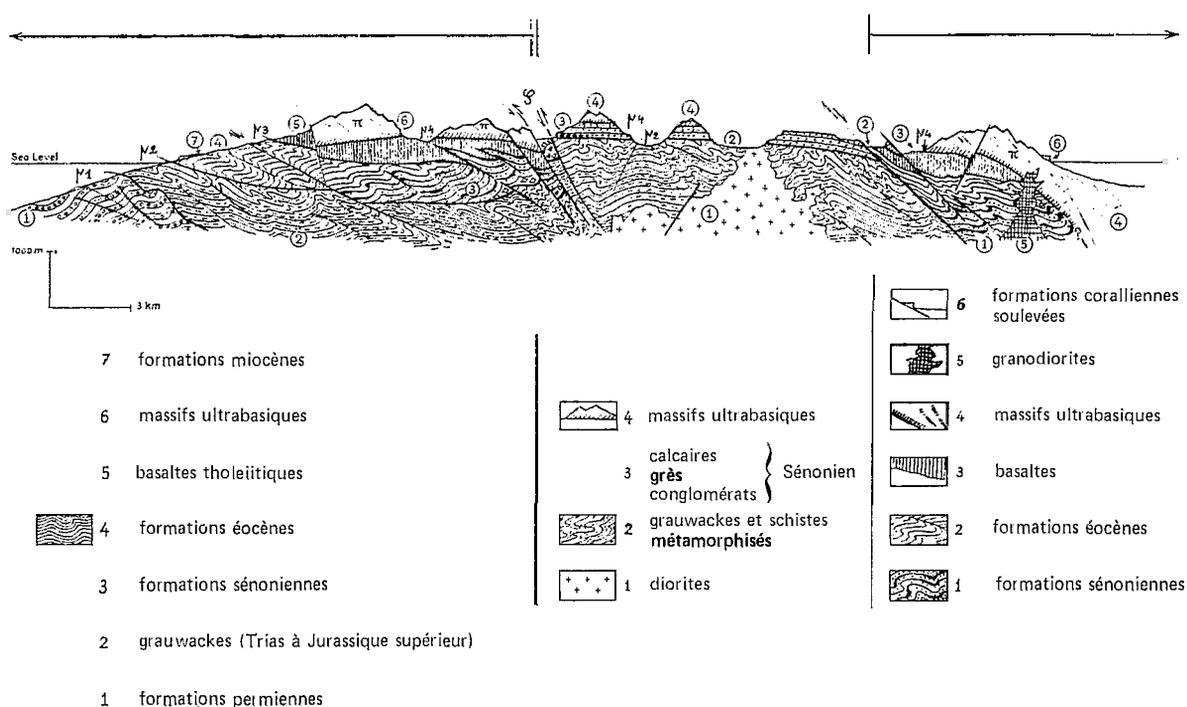


FIG. 2. — Coupe géologique synthétique de la Nouvelle-Calédonie (repris de GUILLON, 1973b).

$\mu 1-\mu 4$  = discordances principales

$\varphi$  = grande faille-flexure longitudinale.

Cet arc présente une convexité dirigée vers le SSW et comporte de gros volumes de glaucophanites à grenat, des amphibolites ainsi que de longs fils serpentineux pincés dans les contacts anormaux. Mais si l'on excepte les massifs du Oua-Tilou et du Tchingou qui se placent à la frontière de cet arc et de la chaîne métamorphique anté-sénonienne, ce domaine est exempt de grandes masses ultrabasiques.

Les relations et l'histoire géologique respective de ces grandes subdivisions structurales ne sont encore qu'imparfaitement connues. Néanmoins, les faits que nous venons de rappeler nous permettront de suivre le mécanisme de la mise en place des péridotites que nous proposons à la fin de ce mémoire (*cf.* chap. VII).

La configuration géologique de la Nouvelle-Calédonie rappelle par de nombreux aspects celle de la Nouvelle-Guinée (voir à ce propos DAVIES et SMITH, 1971). Il s'agit de deux témoins d'un arc insulaire ancien, individualisé dès la fin des temps jurassiques et dont le style structural fut acquis lors de l'orogénèse alpine. Les études sismiques (DUBOIS, 1969 et 1971) montrent que cet arc correspond à un fort épaissement de la croûte terrestre. Ainsi, il se présente au milieu d'une zone océanique où l'écorce est relativement peu épaisse (carte h.t. n° 1), comme un bourrelet discontinu, allongé selon un axe nord-ouest/sud-est et de structure semi-continentale.

Dans l'état de nos connaissances, on ne peut encore comprendre parfaitement les relations existant entre cet arc et le continent australien. Cependant, on conçoit maintenant, à la suite des études géophysiques du Pacifique sud-occidental, que l'édification de l'arc mélanésien pourrait être due aux contraintes engendrées par le télescopage de la plaque australienne et de la plaque pacifique, dont le déplacement respectif (*cf.* chap. VII) se serait amorcé dès le jurassique (FISHER *et al.*, 1970).



---

## LES BASALTES

Après les péridotites, une part prépondérante des formations géologiques de l'île revient à un ensemble de roches volcaniques basiques, décrites par ROUTHIER (1953, pp. 122-133) sous la dénomination d'« épanchements paléogènes ». Depuis cette date aucun fait probant concernant les relations entre ces roches et les autres formations, qu'il s'agisse des terrains sédimentaires et métamorphiques ou des péridotites, n'a été mis en évidence. Nous nous limiterons donc à rappeler ceux relatés par cet auteur et confirmés par nos propres observations, en soulignant les points les plus importants. L'étude pétrographique que nous avons réalisée ainsi que les premières données radiométriques, obtenues récemment, permettront, en outre, de réexaminer la possibilité d'une liaison génétique entre les basaltes et la masse des péridotites auxquelles ils sont associés.

### Répartition - Relations avec les autres formations géologiques de l'île

Les basaltes s'observent principalement sur la côte occidentale de l'île (*carte h.t. n° 2*) où ils comblent, sur près de 200 km, une dépression synclinale allongée selon un axe nord-ouest/sud-est, et formée en plus grande part de terrains sédimentaires récents, d'âge crétacé à éocène (fig. 1 et 2). C'est la zone qualifiée de bassin ouest-calédonien et séparée de la chaîne métamorphique centrale par la grande faille-flexure longitudinale (*cf.* chap. I). Ils ne forment, par ailleurs, que des affleurements de faible étendue, le plus souvent coincés avec des écaillés de terrains crétacés et éocènes sous la surface basale du grand massif péridotitique du sud. Ces affleurements basaltiques jalonnent le front de ce massif ; ils s'observent plus spécialement dans le sud de l'île : île Ouen, Mont-Dore, plaines de la Dumbéa, de la Tontouta et de la Ouenghi, ainsi que sur la côte orientale : régions de Thio et de Canala, dans le bassin de la rivière Méré au sud de Poro, ainsi que dans la région du cap Touho (*carte h.t. n° 2*). Il est remarquable que les basaltes ne sont présents que dans les zones où l'on observe les formations sédimentaires les plus récentes, particulièrement celles d'âge éocène. Ils forment ainsi, depuis Koumac jusqu'à Bourail, le remplissage de la partie nord-ouest du bassin ouest-calédonien et, dans une moindre mesure, de sa partie méridionale (depuis la plaine de la Tontouta jusqu'à l'île Ouen). Ils sont présents d'autre part, sur la côte orientale de l'île où l'on retrouve les formations éocènes. Par contre, il n'existe pas, à notre connaissance, d'affleurements basaltiques dans le domaine de la chaîne centrale, formée en plus grande part de terrains métamorphiques permo-jurassiques. Nous verrons plus loin que cette liaison spatiale aux formations récentes ne se vérifie pas de façon aussi rigoureuse en ce qui concerne les roches ultrabasiques.

Les éléments de datation relative de cet ensemble volcanique ont été présentés et discutés par ROUTHIER (1953, pp. 101 et 126) et plus récemment par GUILLON et ROUTHIER (1971, pp. 8-9). Rappelons que

les basaltes surmontent une épaisse série marno-gréseuse à éléments détritiques, d'âge éocène supérieur très probable. Il s'agit de la série des « schistes sphéroïdaux » de PIROUTET (1917), décrite sous la dénomination de « flysch » par ROUTHIER (1953, pp. 95 à 100) et qui correspond à l'Eocène II des feuilles géologiques à 1/100 000 de Nouvelle-Calédonie. Ce flysch contient à l'état de petits grains détritiques les mêmes minéraux que ceux constituant les basaltes (augite, plagioclase, ilménite...) ainsi que, mais beaucoup plus rarement, des fragments de ces roches. D'autre part, les basaltes sont localement interposés dans cet ensemble lithologique (bassin de Nouméa et de Bourail notamment) (1). Les coulées basaltiques seraient donc bien synchrones du dépôt du flysch éocène supérieur et peut-être même partiellement plus récentes. Ceci explique la qualification d'« épanchements paléogènes » adoptée par les auteurs des cartes géologiques à 1/100 000 de Nouvelle-Calédonie. Selon GONORD (communication orale), les basaltes seraient surmontés localement d'une formation détritique grossière à passées conglomératiques dans laquelle ils sont remaniés. Cette formation décrite par GONORD et RABINOVITCH (1971) sous la dénomination de « flysch grauwackeux » correspondrait, selon ces auteurs, à un faciès terminal de l'Eocène supérieur. Nos propres observations et les travaux de cartographie des géologues du BRGM ont confirmé la postériorité des basaltes aux formations de l'Eocène I (Eocène inférieur et *pro parte* Eocène moyen) mais n'ont pas permis d'en préciser l'âge. Aussi, considérons-nous toujours comme hautement probable l'hypothèse proposée par ROUTHIER (1953, p. 101) et selon laquelle l'émission de ces basaltes serait, en grande partie, contemporaine du flysch Eocène supérieur. Cette conception est, comme nous le verrons plus loin, en accord avec l'âge réel de ces roches, déduit des mesures radiométriques.

L'association des basaltes et du flysch éocène supérieur est un fait quasi-général en Nouvelle-Calédonie. Néanmoins les basaltes peuvent reposer transgressivement, par endroits, sur des terrains plissés appartenant à l'Eocène I et au Crétacé (dans la partie frontale du grand massif du sud par exemple). De même, des accidents tangentiels sont à l'origine de l'inclusion de lames de terrains sénoniens (fig. 2) dans la partie inférieure des coulées basaltiques (bassin de Koné notamment). En effet, les basaltes ont été impliqués, avec l'ensemble des formations sédimentaires crétacées et éocènes, dans des plis cisailants, évoluant localement en écailles chevauchantes. Cependant, les décollements qui y sont observables, tout au moins au niveau des terrains d'âge éocène supérieur, semblent de faible amplitude et les exemples où les basaltes présentent des relations purement mécaniques avec les formations sédimentaires, trop étroitement localisés pour que l'on puisse conclure à leur allochtonie.

### Composition

Les épanchements basaltiques représentent une unité lithologique dont l'épaisseur, très variable, atteint plusieurs centaines de mètres sur la côte occidentale. Ils renferment de nombreuses intercalations sédimentaires, principalement des cherts et des argilites, ainsi que des passées lenticulaires de minerai de manganèse. Comme ROUTHIER (1953, p. 125) l'a signalé, les basaltes ne montrent que rarement des structures en coussinets. Nous n'avons observé des pillow-lavas basaltiques qu'en quatre points : dans la presque île de Pindjène, dans la région du col de Nékoro (planche XVI, 33), au sud-ouest de Thio et dans le bassin de la rivière Méré. On notera donc que les formations de pillow-lavas, qui revêtent souvent une grande extension dans certains appareils ophiolithiques, sont peu représentées en Nouvelle-Calédonie.

Les basaltes sont profondément altérés à l'affleurement. Les échantillons les plus frais montrent que la microstructure est intersertale, le grain moyen et que ces roches ne portent pas de traces de déformation. Elles sont formées d'un plagioclase calcique (An. 55-60) en lattes de 2 à 3 mm de longueur ou en petits

(1) Le lecteur pourra se reporter pour plus de précisions sur les relations entre les basaltes et les terrains éocènes au mémoire de GONORD (en cours de préparation).

cristaux trapus et fréquemment zonés, d'augite et de hornblende verte qui ne semble pas provenir de l'ouralitisaiton d'un pyroxène ; le quartz, bien qu'en très faible proportion, y est le plus souvent exprimé. Les basaltes renferment, en outre, de l'ilménite et de petits cristaux de pyrrhotite mais sont totalement exempts de péridot. Le clinopyroxène dont la composition a été déterminée à la microsonde électronique (tableau I) est une augite subcalcique caractérisée par de faibles teneurs en fer, en aluminium et en chrome, ainsi que par sa richesse en silice (fig. 3). Comme nous l'avons déjà signalé (CHALLIS et GUILLON, 1971,

TABLEAU I

Composition chimique du clinopyroxène des basaltes Néo-Calédoniens  
(Echantillons provenant de la côte occidentale)

$$\text{NB : Al}_z = \frac{\text{Al}^{\text{IV}} \times 100}{z} \quad (z = 2)$$

Analyses effectuées à la microsonde AEI et reprises de CHALLIS et GUILLON, 1971, tableau I.

N° réf. graph.	1	2	3	4
<i>An. chimique</i>				
SiO <sub>2</sub> .....	49,9	50,4	51,8	53,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,2	3,6	1	2,9
FeO .....	11	11	10,4	8,8
CaO .....	19,5	20,4	22,4	22,3
MgO .....	16,5	14,1	14,2	12,7
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,02	0,08	0,05	0,08
Σ .....	99,12	99,58	99,85	100,08
<i>Formule structurale sur la base de 6 oxygènes</i>				
Z { Si .....	1,890	1,910	1,951	1,976
Al <sup>IV</sup> .....	0,099	0,090	0,045	0,024
Y { Al <sup>VI</sup> .....	—	0,069	—	0,101
Cr .....	—	0,002	0,001	0,002
Fe <sup>II</sup> .....	0,347	0,317	0,327	0,272
Mg .....	0,932	0,795	0,797	0,702
X { Ca .....	0,792	0,827	0,903	0,885
Z .....	1,989	2,000	1,996	2,000
X+Y .....	2,071	2,010	2,028	1,962
Al <sub>z</sub> .....	4,9	4,5	2,2	1,2
Ca .....	38,2	42,6	44,5	47,6
Mg .....	45	41	39,3	37,8
Fe .....	16,8	16,4	16,2	14,6

pp. 42-43), ces paramètres chimiques ainsi que la très faible proportion d'aluminium en coordination tétraédrique ( $Al_4$ ) du clinopyroxène dénotent le caractère tholéiitique des basaltes néo-calédoniens (*cf.* KUSHIRO, 1960 ; LEBAS, 1962).

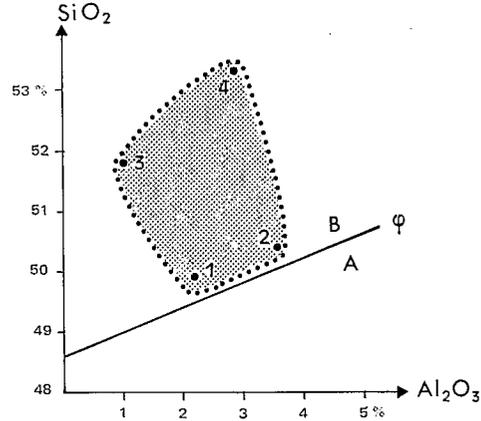


FIG. 3. — Situation dans le diagramme  $Al_2O_3/SiO_2$  des points représentatifs de la composition du clinopyroxène des basaltes (tableau I).

φ : ligne séparant le domaine des clinopyroxènes alcalins (A) et non alcalins (B) (d'après CHALLIS et GUILLOU 1971).

D'un point de vue chimique, ils se présentent comme un ensemble de roches volcaniques de caractère tholéiitique, sursaturées en silice. Les arguments principaux en faveur de cette affirmation sont les suivants (*cf.* tableau II) :

— faible proportion en alcalins de ces roches. Ainsi, dans le diagramme AFM (fig. 4 et 27), le champ des basaltes néo-calédoniens se place sur le tracé de la ligne de différenciation d'une série tholéiitique ;

— le rapport  $K_2O/Na_2O$  est très faible (valeurs comprises entre 0,02 et 0,18 avec une moyenne de 0,11 pour les cinq analyses) et correspond bien à celui des tholéiites océaniques (ENGEL *et al.*, 1965). Cependant, les basaltes néo-calédoniens, comme ceux de Nouvelle-Guinée (DAVIES, 1971, p. 29), contiennent plus de silice et moins de titane que celles-ci, tout au moins si l'on se réfère aux calculs de moyennes chimiques de MANSON (1967) ;

— faible proportion d'aluminium tétracoordonné et rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  élevé du clinopyroxène (fig. 3).

Les basaltes de Nouvelle-Calédonie présentent, tant en ce qui concerne leur minéralogie que leurs caractères chimiques, des analogies très étroites avec les roches volcaniques qui sont associées aux autres grands massifs ultrabasiques, mis en place au Cénozoïque, de l'arc mélanésien et en particulier à celui de la chaîne orientale de Nouvelle-Guinée (tableau II et fig. 4). En particulier, on note, sans pour l'instant en tirer de conclusions, que ces roches présentent toutes une tendance tholéiitique très affirmée et une sursaturation en silice.

### Age

Selon des mesures radiométriques effectuées au BRGM par la méthode K/A (GUILLOU et GONORD, 1972), ces basaltes auraient un âge de  $38,5 \pm 1,5$  millions d'années. Cet âge qui correspond à la limite de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène, concorde donc bien avec ce que nous savons de la position chronologique de ces roches dans l'échelle géologique de la Nouvelle-Calédonie. Les basaltes, tout au moins sur la côte occidentale de l'île d'où proviennent les trois échantillons analysés, n'ayant pas subi de rétro-morphose, nous pouvons donc considérer ce premier résultat géochronologique comme significatif. Les

TABLEAU II

Composition chimique des basaltes de Nouvelle-Calédonie (N<sup>os</sup> 1 à 5). Comparaison avec les basaltes de Nouvelle-Guinée

N <sup>o</sup> réf. graph.	1	2	3	4	5	I	A	I <sub>A</sub>
SiO <sub>2</sub> .....	48,50	53,30	49,25	50,28	49,80	50,22	50,50	51,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	15,05	13,50	13,30	16,06	11,35	13,85	13,50	13,94
FeO .....	2,60	7,50	8,72	4,59	8,65	6,41	7,90	8,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	6,50	4,60	3,23	7,77	4,30	5,28	4,60	3,88
MgO .....	10,23	8,19	8,25	7,25	7,50	8,28	7,30	7,46
MnO .....	0,40	0,45	0,38	0,15	0,22	0,32	0,22	0,18
CaO .....	10,72	7,73	9,95	5,04	10,90	8,86	11,10	10,38
Na <sub>2</sub> O .....	1,90	1,22	3,20	3,64	2,22	2,43	1,79	2,77
K <sub>2</sub> O .....	0,05	0,11	0,23	0,62	0,40	0,28	0,03	0,07
TiO <sub>2</sub> .....	1,04	0,61	1,39	1,78	1,10	1,18	0,75	1,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> .....	—	—	—	—	0,17		0,05	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....	3,86	2,42	2,22	2,36	2,55	2,68	1,78	
Σ .....	100,85	99,63	100,12	99,54	99,16	99,69	99,52	99,99
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O .....	0,02	0,09	0,07	0,17	0,18	0,11	0,01	0,02
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \times 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ .....	9	6	14	18	11	13	8	13
$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 \times 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ .....	43	56	51	52	56	51	58	54
$\frac{\text{MgO} \times 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ .....	48	38	35	30	33	36	34	33

1 - Basalte de la région de Nékoro (Feuille Poya).

2 - Basalte de la pointe Nékoué - Ile Ouen (Feuille Prony).

3 - Basalte du Mont Dore (Feuille Mont Dore).

4 - Basalte de la région de Bourail (Feuille Mé Maoya).

5 - Basalte de la région de Bourail (d'après ROUTHIER, 1953, éch. 258, p. 125).

I - Moyenne des analyses 1 - 5.

A - Basalte de Nouvelle-Guinée (d'après DAVIES, 1971, éch. 1254, p. 27).

I<sub>A</sub> - Moyenne de sept analyses de basaltes de Nouvelle-Guinée (d'après DAVIES, 1971, tableau III, p. 29).

— - Élément indosable.

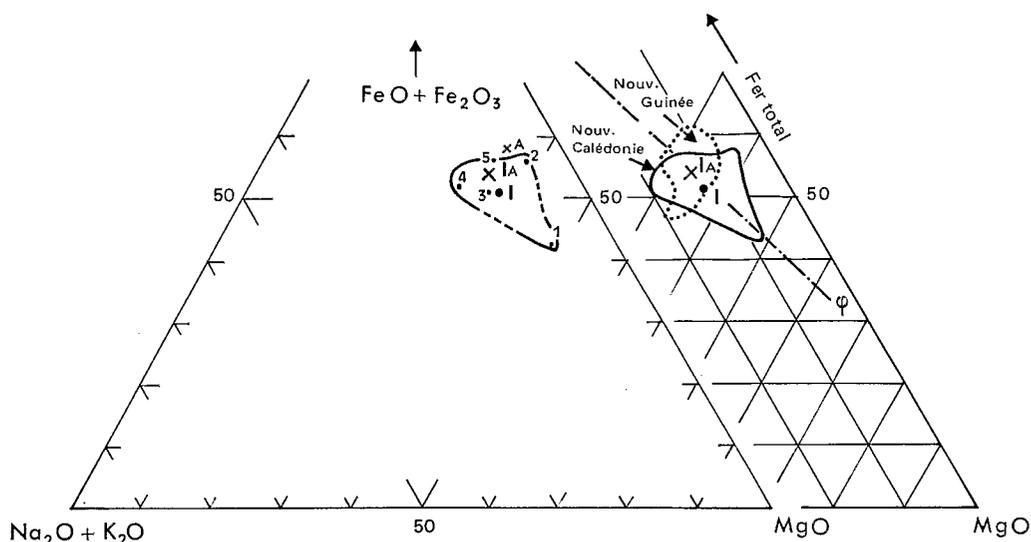


FIG. 4. — Répartition dans le diagramme AFM des basaltes de Nouvelle-Calédonie (cf. tableau II). Comparaison avec les basaltes de Nouvelle-Guinée (d'après DAVIES, 1971, fig. 5, p. 30).

Sur la figure de droite sont portés les champs respectifs des basaltes de Nouvelle-Calédonie et de Nouvelle-Guinée, ainsi que la ligne de différenciation ( $\varphi$ ) d'une série volcanique tholéiitique (d'après l'exemple de la série d'Hawaï).

basaltes néo-calédoniens ne seraient donc pas synchrones des basaltes qui sont associés au grand massif ultrabasique de l'« Owen Stanley range » en Nouvelle-Guinée, ceux-ci ayant, selon DAVIES (1971, p. 22), un âge de 116 millions d'années. Il seraient, de toutes façons, antérieurs, selon cet auteur, à l'intrusion de « tonalites », datées de 50 à 55 millions d'années (1).

Le fait qu'en Nouvelle-Calédonie et en Nouvelle-Guinée ces roches accompagnent de grands massifs péridotitiques mis en place au cours de la phase alpine n'implique pas leur contemporanéité. Cependant, si les basaltes de l'arc mélanésien résultent bien, comme nous le supposons (cf. chap. IV, C), d'un volcanisme océanique, il est vraisemblable que ce phénomène s'est produit dans une zone déterminée du géosynclinal et aux époques d'instabilité tectonique. Ainsi l'épanchement des basaltes néo-calédoniens aurait eu lieu dans une ride sédimentaire, vraisemblablement située aux abords de terres émergées, à l'Eocène supérieur, c'est-à-dire à une époque où le continent australien, après s'être détaché de l'Antarctique, se déplaçait vers le nord (GARDNER, 1970 ; LE PICHON et HEITZLER, 1968). Alors qu'il y aurait, semble-t-il, un hiatus de plus de 60 millions d'années entre l'extrusion des basaltes et la mise en place des massifs ultrabasiques de Nouvelle-Guinée, ces deux événements se seraient produits, dans le cas de la Nouvelle-Calédonie, au cours d'une période couvrant au maximum 10 millions d'années (entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène supérieur). La Nouvelle-Calédonie offre donc une image plus compatible avec nos connaissances de l'expansion des blocs crustaux dans le Pacifique.

(1) Les résultats des mesures radiométriques cités par DAVIES (1971, pp. 22 et 23) semblent bien être des âges apparents et non des âges réels, déterminés par la méthode des isochrones. Par conséquent, on ne peut formuler aucune conclusion rigoureuse de la comparaison de ces données avec celles dont nous faisons état ici.

---

## DISPOSITION DU MATÉRIEL ULTRABASIQUE DANS LE BATI STRUCTURAL

En Nouvelle-Calédonie, le matériel ultrabasique est représenté par des massifs volumineux, dont la superficie totale peut être évaluée à 8 000 km<sup>2</sup>, ainsi que par des sills et des lambeaux serpentineux. Ces derniers n'ayant fait l'objet jusqu'à présent d'aucune étude d'ensemble, nous nous limiterons à rappeler les faits précédemment énoncés à leur propos (ROUTHIER, 1953, pp. 187-193 ; GUILLOIN et ROUTHIER, 1971, p. 10.)

Les serpentines sont extrêmement fréquentes et présentes dans l'ensemble de l'île. Leur disposition par rapport aux autres formations géologiques revêt trois aspects principaux :

— en inclusion dans des formations d'âge varié (terrains sédimentaires sénoniens ou éocènes, basaltes, grauwackes jurassiques...) ou au contact entre deux formations. Dans ce cas, les sills serpentineux épousent généralement la structure des terrains qui les encaissent ;

— en corps allongés, pincés dans les contacts anormaux et les zones de dislocation. Ainsi, les sills serpentineux jalonnent le tracé des grands accidents qui affectent les terrains sédimentaires et métamorphiques de l'île (*carte h.t. n° 2*) ;

— en grands lambeaux déchiquetés, de forme très irrégulière, coiffant les formations mésozoïques et éocènes. Ceux-ci sont particulièrement bien représentés dans la chaîne centrale où ils forment parfois les ramifications de la semelle serpentineuse des massifs ultrabasiques (à la périphérie des massifs du Ouaitou et du Tchinguou par exemple).

Leur matériel n'apparaissant pas remanié dans des formations antérieures au Miocène, il faudrait donc admettre que la mise en place des sills serpentineux serait approximativement contemporaine de celle des grands massifs ultrabasiques. Si la présence des corps serpentineux est parfois difficile à expliquer, il apparaît néanmoins qu'un grand nombre d'entre eux représentent des témoins, épargnés par l'érosion, de la partie serpentineuse basale d'un grand feuillet ultrabasique qui aurait recouvert l'ensemble de l'île ; ceux-ci ont pu être pincés localement le long des grandes failles ayant joué ou rejoué durant les phases de fracturation successives qui se sont produites au Miocène et au Plio-Quaternaire. Dans cette hypothèse, les sills de serpentines inclus dans les basaltes et les terrains sédimentaires s'expliqueraient comme des échardes de ce feuillet, introduites lors de sa mise en place, dans ou entre les formations de son substratum.

Les massifs péridotitiques s'observent dans l'ensemble de la Nouvelle-Calédonie, à l'exception toutefois de l'arc métamorphique septentrional où le matériel ultrabasique n'est représenté que par de longs sills serpentineux, à reliques de péridotites, et harmoniques par rapport aux structures. Le plus grand des massifs ultrabasiques occupe le tiers méridional de l'île et comporte une apophyse allongée qui s'étend

sur la côte orientale (fig. 1 et *carte h.t. n° 2*). Les roches ultrabasiques forment d'autre part une série de grands massifs disposés en chapelet dans la partie axiale du sillon occidental ainsi que des masses de dimensions plus réduites dans la chaîne métamorphique centrale, dont les massifs du Oua-Tilou, du Tchinguou, du Mekraoui et du Mont-Do sont les plus représentatifs.

La position recouvrante des massifs ultrabasiques mise en évidence par ROUTHIER (1953) dans le sillon occidental est, en fait, un caractère général en Nouvelle-Calédonie. Les massifs surmontent des terrains d'âge et de nature variés. Ainsi, dans le bassin ouest-calédonien, ils reposent sur les basaltes et, mais beaucoup plus rarement, sur les formations sédimentaires éocènes (région comprise entre Koumac et Poum). De même, le massif du sud recouvre en discordance un ensemble de terrains plissés, d'âge sénonien et éocène, comprenant localement des basaltes (*cf. planche I.1 et coupes de la carte h.t. n° 2*). Les massifs de la chaîne centrale coiffent les terrains métamorphiques permo-jurassiques, ainsi que les formations détritiques du Crétacé. Cette disposition rappelle donc celle des appareils ultrabasiques de Semail dans l'état d'Oman (REINHARDT, 1969) et de Nouvelle-Guinée (DAVIES, 1971).

Dans le sillon occidental, le plancher des massifs est horizontal ou plonge vers le SW ou le SSW sous un angle très faible, n'excédant pas dix degrés. Celui du massif du Mekraoui, situé au nord de la grande faille-flexure longitudinale, pend également vers le SW mais sous un angle d'une vingtaine de degrés (*coupe CD, carte h.t. n° 2*). Le plancher des différents massifs de la zone axiale de l'île (Oua-Tilou, Tchinguou, Mont-Do...) est horizontal et se situe à une altitude supérieure de plusieurs centaines de mètres à celle de la surface basale des massifs du sillon occidental et de l'apophyse de la côte orientale. Dans la partie frontale de cette apophyse, le plancher du massif plonge vers le NE (*coupes CD et EF, carte h.t. n° 2*) sous un angle variant entre 10 et 30 degrés. Ce pendage s'accuse progressivement à mesure que l'on se rapproche de la côte orientale où il atteint localement des valeurs de 45 à 50 degrés (régions de Houailou et de Canala notamment). Du SW au NE, la disposition de la surface basale de ces différents massifs évoque par conséquent un bombement anticlinal à grand rayon de courbure dont la zone d'inflexion se situerait à proximité de la côte orientale de l'île (*cf. coupe interprétative I, carte h.t. n° 2*).

Ce schéma est transposable, à quelques nuances près, au massif du Sud. En effet, le plancher de ce massif dessine également une voussure dont le plan axial correspond vraisemblablement ici à la grande faille-flexure longitudinale, allongée selon une direction NW/SE (*cf. coupe interprétative II, carte h.t. n° 2*). Dans la partie du massif située au sud de cette fracture (Mont Dore et île Ouen), son plancher est horizontal ou plonge vers le NNE sous un angle de quelques degrés. Dans la zone qui borde au nord cette grande faille, le pendage vers le NNE du plancher du massif s'accuse très rapidement. Il est généralement de l'ordre de 15 à 20 degrés (vallées de Saint-Louis et de Dumbea par exemple) et s'accroît, en outre, progressivement pour atteindre une valeur de 45 degrés sur la côte orientale de l'île (région de Thio).

Les nuances que l'on relève à propos des relations structurales existant entre les différents massifs (*cf. coupes interprétatives, carte h.t. n° 2*) ne sauraient masquer la disposition d'ensemble du grand feuillet ultrabasique dont ils sont les témoins. Sur la côte orientale, l'accentuation du pendage vers le NNE de la surface basale de ce feuillet semble traduire l'amorce d'un enracinement. Les fortes anomalies gravimétriques positives (*cf. carte h.t. n° 2*) qui y ont été enregistrées par CRENN (1953) permettent de conclure, d'autre part, à un fort épaissement de la couche de péridotites dans ce secteur. Ces faits, comme ceux qui seront énoncés plus loin (§ A.2), sont en accord avec l'image d'une nappe ultrabasique se mettant en place à partir d'une zone de subduction située au nord-est de l'île. Cette nappe serait venue se déverser en avant de la chaîne métamorphique centrale où le jeu de la grande faille-flexure longitudinale aurait provoqué le basculement vers le SSW de sa partie frontale (*cf. chap. VII*).

Dans la chaîne centrale, la surface basale des différents massifs et des lambeaux serpentineux « recouvrants » montre, du SE au NW des variations d'altitude et des inflexions rapides de pendage. Elles sont attribuables à des rejets tectoniques de faible amplitude ainsi qu'à de légères ondulations, obliques par rapport à l'allongement de l'île et sans doute comparables aux gauchissements de direction NE/SW qui affectent le plancher du grand massif du sud (vallées de la Dumbea et de la Tontouta par exemple)

et celui du massif du Kopeto-Boulinda (*cf. carte h.t. n° 2*). Mais à l'exception des décrochements et des ondulations très amples que présente la base du feuillet ultrabasique, celui-ci apparaît non déformé. Il existe donc une disharmonie très nette entre ce feuillet et les terrains intensément plissés de son substratum.

La nappe de roches ultrabasiques s'est mise en place dans un site affecté préalablement par plusieurs grandes phases de déformation et dont le style structural fut imposé par la phase alpine, déclenchée vers la fin des temps éocènes. Il est vraisemblable que le glissement de cette nappe ait provoqué des perturbations structurales profondes dans son soubassement. Peut-être même doit-on considérer ce phénomène comme la cause principale des décollements et des écaillages qui s'observent dans les formations d'âge sénonien à éocène supérieur. Cependant, nous ne pouvons, quant à nous, préciser l'ampleur des déformations qui seraient directement attribuables à la mise en place des péridotites.

Ce phénomène ne semble pas avoir provoqué une transformation des roches de son substratum. En effet, aucune néogenèse minérale n'y a été décelée. Pour cette raison, il est improbable, comme nous l'avons précisé antérieurement, que le métamorphisme de haute pression qui affecte dans le nord de l'île les terrains mésozoïques et éocènes, puisse être directement lié à la mise en place du feuillet ultrabasique dans le bâti néo-calédonien.



---

## ANATOMIE ET ARCHITECTURE DE L'APPAREIL ULTRABASIQUE

Les massifs néo-calédoniens sont formés, en plus grande part, d'un ensemble ultrabasique peu différencié, à dominante harzburgitique, dénommé « masse péridotitique principale ». Dans le massif du sud, des dykes de pyroxénites et de volumineuses zones de dunites, auxquelles sont associées des roches feldspathiques, intersectent les structures de cette masse. Ces deux ensembles sont successivement examinés.

### A. LA MASSE PÉRIDOTITIQUE PRINCIPALE

Cet ensemble est l'élément constitutif essentiel de l'appareil néo-calédonien. Il représente, en effet, plus des 9/10 de la superficie totale des massifs ultrabasiques de l'île (*cf. carte h.t. n° 2*).

La masse péridotitique principale fut reconnue à la suite de l'étude cartographique du bassin versant de la Dumbea (GUILLON, 1969) qui draine le massif du sud. Sa description a été entreprise dans une publication récente (GUILLON et ROUTHIER, 1971) ainsi que dans le cadre des notices explicatives des cartes géologiques à 1/50 000 du sud du territoire.

#### 1. Architecture

Cette masse est constituée, dans son intégralité, de péridot, d'orthopyroxène et de spinelle chromifère, dont les proportions globales peuvent être estimées respectivement à 70, 25 et 5 %. Elle se présente comme un volumineux édifice de harzburgites, de plus de 3 500 m de puissance, au milieu desquelles apparaissent de nombreuses passées de dunites et de pyroxénites. Ces roches qui correspondent à des zones de ségrégation de l'olivine et du pyroxène, se disposent dans les harzburgites en niveaux parallèles de grande extension latérale et d'épaisseur relativement constante. Les niveaux pyroxénitiques sont, en particulier, extrêmement fréquents. Leur épaisseur est généralement de quelques centimètres (planche VI, 13) mais peut être occasionnellement de plusieurs décimètres. Les passées dunitiques sont d'épaisseur décimétrique ; elles sont particulièrement bien représentées dans la partie supérieure de cette masse où leur puissance atteint parfois une vingtaine de mètres (dans les monts Dzumac et les monts Koghis par exemple).

Ces niveaux dunitiques et pyroxénitiques matérialisent un litage qui rappelle celui existant dans certains appareils lherzolitiques, en particulier celui de Beni Bouchera (KORNPROBST, 1969) ainsi que dans

les empilements de sills harzburgitiques à structures extrusives de l'Australie occidentale (GUILLON, 1973c). Ce litage est fruste mais est généralement bien développé dans l'ensemble de cette masse. Il apparaît donc comme une caractéristique essentielle de l'architecture de cet ensemble lithologique.

Lorsque le degré de ségrégation des deux silicates est accusé, le litage consiste dans l'alternance irrégulière et souvent très serrée, de passées de dunites et de pyroxénites (planche II, 2). Dans la grande majorité des cas, le degré de ségrégation est très faible. La séquence élémentaire de la succession lithologique se présente alors ainsi (fig. 5 et planche VI, 13) :

— à la base de la séquence s'observe un mince niveau pyroxénitique dans lequel des cristaux de péridot et de spinelle chromifère sont accessoirement présents. Un épais horizon de harzburgites lui fait suite. Celles qui succèdent aux pyroxénites sont riches en pyroxène ; ce minéral, dont la proportion excède souvent 50 %, forme généralement dans cette zone des agrégats polycristallins (planche VI, 14), de 1 à 4 cm de diamètre et de forme très irrégulière. Dans la plus grande partie de l'horizon harzburgitique, le pyroxène se présente en cristaux isolés et sa proportion y est en outre beaucoup plus faible (de l'ordre de 25 %). L'appauvrissement en pyroxène est parfois plus accusé et peut conduire à l'individualisation d'un niveau de dunites à la partie supérieure du profil de la séquence. Le spinelle chromifère est présent, à l'état disséminé, dans l'ensemble de ces roches. Cependant, il est parfois concentré dans les niveaux dunitiques sous la forme de passées stratiformes d'épaisseur et d'extension faibles (planche V), ou de lentilles allongées parallèlement au litage. Les dunites représentent donc la zone de ségrégation préférentielle du spinelle chromifère.

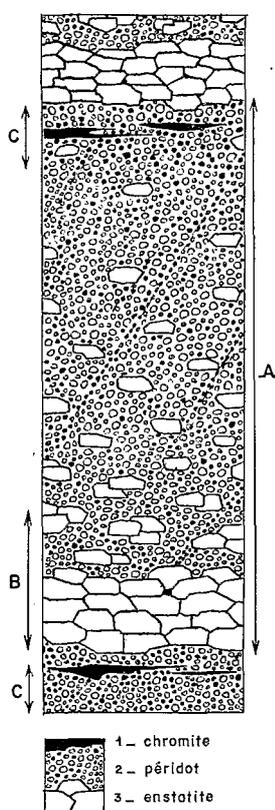


FIG. 5. — Schéma de la répartition des différents minéraux dans la séquence lithologique élémentaire (repris de GUILLON et SAOS, 1972).

- A. Séquence élémentaire.  
 B. Zone de la séquence où les sulfures et métaux natifs sont présents.  
 C. Zone de ségrégation préférentielle de la chromite.

L'épaisseur des niveaux dunitiques et pyroxénitiques est fonction d'une part du degré de ségrégation des minéraux (celui-ci ne varie cependant que dans des limites étroites), d'autre part de la puissance totale de la séquence. Celle-ci est très variable mais est, en moyenne, de l'ordre de quelques mètres.

Il existe dans le profil de la masse péridotitique principale des variations de la distribution des minéraux constitutifs qui permettent d'esquisser le schéma architectural de cet ensemble. On relève à ce sujet les tendances suivantes :

— dans sa partie inférieure, les séquences sont de faible épaisseur (cf. planche VI, 13) et renferment une faible proportion de spinelle chromifère. Ce minéral forme parfois dans les niveaux dunitiques des ségrégations d'épaisseur centimétrique et d'extension extrêmement limitée. Celles-ci sont cependant rares et ne présentent, en aucun cas, un intérêt économique.

— dans la partie supérieure de cet ensemble, les séquences sont généralement plus épaisses et atteignent parfois plusieurs dizaines de mètres de puissance. Elles sont en outre caractérisées par une plus grande richesse en péridot et en chromite que celles de la partie basale du profil. Le degré de ségrégation des minéraux constitutifs y est souvent plus accusé. Ainsi, d'épais niveaux dunitiques s'individualisent au sommet des séquences les plus hautes de cette masse ; certains renferment des amas chromifères allongés dont plusieurs ont fait l'objet d'une exploitation. La résolution structurale des massifs ultrabasiques de l'île permet de constater que les principales concentrations lenticulaires de chromite sont situées dans la partie sommitale de cet ensemble (§ A.7).

Comme nous le verrons dans la suite de cet exposé (§ A.5) des sulfures cupro-nickelifères et des métaux natifs sont présents dans la partie inférieure de la masse péridotitique principale. Ils représentent, de ce fait, un repère zonéographique supplémentaire qui a contribué à la mise en évidence des relations structurales existant entre les différents massifs de l'île (cf. chap. VI).

## 2. Structure d'ensemble

L'existence de différenciations lithologiques a permis de réaliser l'étude structurale de cette masse. Cette étude conduit à formuler les remarques suivantes :

— contrairement aux appareils ultrabasiques plus anciens, repris dans une ou plusieurs phases de déformation, comme ceux de la « Franciscan range » par exemple, cette masse apparaît peu plissée dans le détail. Le litage n'est pas affecté de plis observables à l'échelle des affleurements. Les niveaux pyroxénitiques, qui constituent un excellent repère structural, montrent tout au plus de légères inflexions. Cependant le litage dessine à grande échelle des ondulations amples. Ainsi, dans le massif du sud, l'analyse systématique des rubanements de la masse péridotitique principale a conduit à la mise en évidence de plis cassants, à grand rayon de courbure (GUILLON, 1969, *carte h.t.* ; GUILLON et ROUTHIER, 1971, fig. 2). Les axes de ces plis sont orientés N 110 à N 140°E (*carte h.t. n° 2*) et sont donc conformes à la direction structurale dominante de l'île, en particulier à celle relevée dans les terrains sénoniens et éocènes. Ces grands plis sont dissymétriques ; en outre, leur plan axial plonge vers le NE. Cette disposition évoque par conséquent un déversement vers le SW des structures de cette masse qui est, semble-t-il, plus particulièrement accusé dans la partie frontale du massif du sud. De plus, le litage semble avoir été légèrement ployé par des gauchissements transverses dont les axes sont orientés NE/SW ;

— le litage de cette masse est discordant, en direction comme en pendage, sur le plancher des massifs ultrabasiques. Etant donnée cette disharmonie, on doit admettre que des troncatures se sont produites le long du plan de glissement du feuillet ultrabasique qui apparaît de ce fait comme une discontinuité structurale de grande ampleur ;

— le litage est recoupé par de nombreux joints serpentineux. Ceux-ci matérialisent une schistosité cataclastique grossière qui plonge, comme le plan axial des ondulations affectant cette masse, vers le nord ou le nord-est. Ces éléments structuraux traduisent, par conséquent, une poussée générale en direction du sud-ouest.

Dans la plus grande partie du massif du sud, cette masse présente une structure relativement simple (*cf. coupes, carte h.t. n° 2*). Il en est de même dans les massifs de la chaîne centrale, tout au moins ceux du Oua-Tilou, du Tchinguou et du Mont Do que nous avons plus spécialement examinés. Par contre, la structure des massifs du sillon occidental et de la zone péridotitique qui s'étend sur la côte orientale de l'île, entre Borindi et Houailou (*carte h.t. n° 2*) apparaît beaucoup plus complexe. Cette dernière zone est formée de grands panneaux harzburgitiques superposés. Leur disposition, que l'on déduit de l'analyse des rubanements, évoque des écailles chevauchantes. Cet écaillage se serait développé le long de plans de glissement, à pendage modéré vers le nord ou le nord-est, mis en évidence dans la région de Borindi et dans celle comprise entre Canala et Houailou (*coupes CD et EF, carte h.t. n° 2 et fig. 6*). Une telle disposition est donc en accord avec les fortes valeurs des anomalies de Bouguer qui y ont été décelées et selon lesquelles la couverture péridotitique atteindrait dans ce secteur côtier une puissance de l'ordre de 8 km (DUBOIS *et al.*, 1973).

Certains massifs de la côte occidentale, notamment celui du Kopéto-Boulinda, montrent également une structure complexe, tout à fait comparable à celle que révèle la grande masse ultrabasique dans la zone côtière orientale. Cependant, le plancher des écailles, que l'on déduit localement de l'analyse du litage, présente un pendage vers le SSW ou le SSE (*cf. coupe AB, carte h.t. n° 2*), donc inverse de celui des plans de glissement relevés sur la côte est de l'île. Les divergences que l'on note, à ce propos, entre le sillon occidental et le secteur oriental rappellent, de façon frappante, celles relatives à la disposition de la surface basale du feuillet ultrabasique, évoquées au chapitre précédent (*cf. également coupes interprétatives, carte h.t. n° 2*).

Dans les massifs de la côte occidentale, les niveaux dunitiques et pyroxénitiques, ainsi que les rubans chromifères montrent parfois des plis serrés mais de très faible amplitude. Ainsi, ROUTHIER (1963, fig. 249) a signalé, à la suite de son étude du massif de Tiebaghi, l'existence de microplis affectant des lentilles de chromite. Nous en avons, en outre, observé plusieurs exemples dans la partie méridionale du massif du Boulinda ainsi qu'à l'île Ouen où ces plis sont isoclinaux et déversés vers le SSW (GUILLON et TRESCASES, 1972, p. 23). Bien que le microplissement de la masse péridotitique principale ne soit pas général dans l'ensemble des massifs du sillon occidental, ceux-ci s'opposent fondamentalement par ce

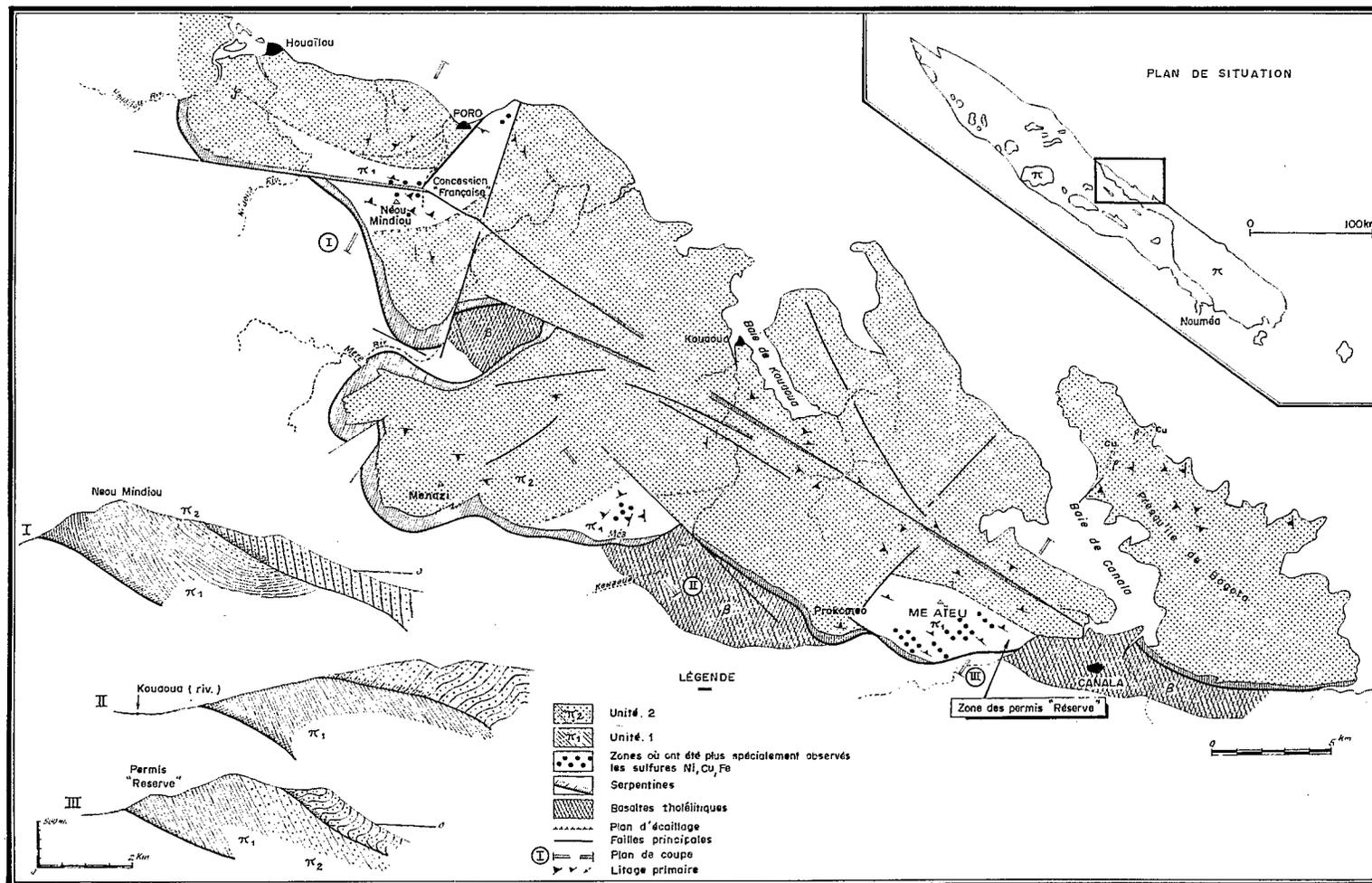


FIG. 6. — Schéma géologique de la zone péridotitique Canala-Houailou (repris de GUILLON et SAOS, 1971).

caractère au grand massif du sud. Leur complexité structurale qui se traduit par une disposition anarchique des rubanements (*cf. carte h.t. n° 2*) les rapproche par contre de la partie du massif du sud qui s'étend sur la côte orientale de l'île, entre Houailou et Borindi. Ces faits pourraient s'expliquer par le mécanisme de mise en place des massifs ultrabasiques que nous proposons plus loin (*cf. chap. VII*).

Les passées serpentineuses, qui résultent de la mylonitisation des roches de cet ensemble, représentent une part relativement modique des massifs néo-calédoniens et n'oblitérent que très localement leur structure. Les serpentines matérialisent les zones de dislocation et jalonnent en particulier le tracé des grandes fractures et des plans d'écaillage. Elles forment, d'autre part, une semelle continue à la base des massifs. Dans le massif du sud et les massifs de la chaîne centrale, sa puissance est le plus souvent de l'ordre de quelques dizaines de mètres ; dans la majorité des massifs du sillon occidental, l'épaisseur de cette semelle serpentineuse est plus forte et atteint parfois 300 m.

La frange serpentineuse basale des massifs ne renferme pas d'inclusions rodingitiques. Elle comporte cependant de nombreuses enclaves énallogènes, de forme amygdalaire et souvent disposées selon un même axe d'allongement. Ces enclaves sont formées des différentes roches présentes dans le soubassement des massifs ultrabasiques, qu'il s'agisse des basaltes ou encore des roches sédimentaires (phtanites, calcaires, etc.), plus particulièrement celles d'âge crétacé et éocène. Ces enclaves, généralement de faible volume, sont, semble-t-il, peu déplacées. Elles représentent vraisemblablement des fragments du substratum, détachés et inclus mécaniquement dans la partie inférieure du feuillet ultrabasique lors de sa mise en place.

Il est probable que les serpentines des massifs ne soient pas toutes contemporaines. Des études géochimiques fines de ces roches devraient permettre de fixer les différentes étapes de fracturation et surtout le site dans lequel eut lieu la formation de la semelle serpentineuse des massifs. Celles-ci seraient, sans nul doute, d'un grand intérêt pour préciser l'état rhéologique de cette masse ultrabasique lors de sa mise en place dans le bâti géologique.

### 3. Microstructures

Les roches de cet ensemble sont généralement serpentinisées. Les minéraux serpentineux forment des travées ou remplissent les golfes de corrosion des silicates. De ce fait, ils masquent partiellement les relations entre les minéraux constitutifs et rendent difficile l'examen des structures. Néanmoins il est possible d'en dégager les caractéristiques principales.

Les dunites sont formées en plus grande part de cristaux équidimensionnels de périclase, de 1 à 4 mm de diamètre et à tendance automorphe ; ceux-ci ne semblent pas être disposés selon une orientation cristallographique préférentielle. Le spinelle chromifère, dont la proportion est généralement beaucoup plus forte que dans les harzburgites et les pyroxénites, s'y présente en pellicules de quelques microns d'épaisseur, allongées parallèlement au litage (*cf. GUILLON et ROUTHIER, 1971, cliché n° 13*) et surtout en cristaux disséminés, remarquablement automorphes (planches III, 4 et V, 12). Les cristaux de spinelle sont parfois concentrés dans des lits parallèles, d'épaisseur centimétrique et conformes au litage (planche V, 10). A la limite, ils s'agglomèrent pour former des rubans (planche V, 11) ou des amas lenticulaires de chromite massive. Les relations existant entre les cristaux disséminés de spinelle chromifère et les concentrations qu'ils forment localement, traduisent une accumulation par gravité de ce minéral.

Dans les harzburgites, le périclase forme des cristaux de taille plus réduite et dont le caractère automorphe est beaucoup moins bien affirmé que dans les dunites. L'orthopyroxène se présente dans les espaces intercrystallins du périclase en monocristaux de plusieurs millimètres de diamètre et de forme irrégulière. Ces deux minéraux offrent souvent des contours à limites mutuelles. Le spinelle chromifère, dont la proportion n'excède généralement pas 2 %, est uniformément réparti dans les harzburgites ; ses cristaux sont de petite taille et de forme capricieuse (*cf. GUILLON et ROUTHIER, 1971, cliché 11*). Il forme aussi avec le périclase des figures de croissance eutectique.

Dans les harzburgites riches en pyroxène, les minéraux montrent des relations et des caractères identiques. Toutefois, le pyroxène y forme généralement des agrégats polycristallins (planche III, 5), grossièrement allongés selon un axe qui est compris dans le plan du litage ; il s'y observe en cristaux à tendance automorphe et de plus grande taille que ceux présents dans les roches à fort pourcentage de péridot.

Les pyroxénites sont constituées de grands cristaux automorphes d'orthopyroxène (planche II, 3), disposés sans aucune orientation préférentielle. Leur taille est généralement de l'ordre de 1 à 2 cm, mais peut atteindre exceptionnellement 5 cm. Ces roches renferment parfois une faible proportion de péridot ; celui-ci se présente en petits grains irréguliers dans les méats intercrystallins du pyroxène, mais peut aussi y être inclus poeciliquement. Les pyroxénites peuvent également comporter de petits granules de spinelle chromifère. Cependant, la proportion de ce minéral est toujours très réduite.

L'étude des roches d'une même séquence révèle parfois l'existence d'un grano-classement, très fruste, des minéraux constitutifs. Ainsi, le diamètre des cristaux de péridot décroît depuis les dunites jusqu'aux roches riches en pyroxène ; celui des cristaux de pyroxène croît dans ce même sens. Cependant, les variations de taille de ces minéraux sont, plus encore que celles de leurs proportions relatives, extrêmement faibles et ne sont sensibles que grâce à un examen attentif.

De façon générale, les relations existant entre le péridot, l'orthopyroxène et le spinelle chromifère dans la séquence élémentaire, rappellent curieusement celles que présentent ces minéraux dans la partie inférieure de certains appareils stratifiés et en particulier ceux du grand dyke de Rhodésie (WORST, 1960), du Bushveld (CAMERON et DESBOROUGH, 1969) et du Stillwater (JACKSON, 1961). Toutefois leur degré de ségrégation est beaucoup plus accusé dans ces derniers.

De ce qui précède nous déduisons que les dunites représenteraient des cumulats de péridot et de spinelle chromifère. Etant donné les relations de ces minéraux et de l'orthopyroxène, qui a connu un développement particulier dans un stade terminal de leur cristallisation, les pyroxénites correspondraient à des ségrégations formées à partir d'un reliquat liquide enrichi résiduellement en silice.

Le plus souvent, les deux silicates et le spinelle chromifère ne sont que très modérément déformés. Les cristaux de pyroxène et de péridot sont parfois affectés de légères torsions qui se traduisent par des extinctions onduleuses (planches III, 6 et IV, 7). Par contre, de telles déformations sont tout à fait exceptionnelles dans les cristaux de spinelle chromifère.

Néanmoins, on constate que ces défauts structuraux peuvent être localement très accusés. Ainsi, les cristaux de pyroxène et les agrégats pyroxénitiques sont parfois brisés et fortement étirés. Le péridot se présente alors en grains fusiformes, très aplatis et uniformément orientés, montrant parfois des macles mécaniques dont les plans sont perpendiculaires à leur axe d'allongement (planche IV, 8). Une mosaïque de très petits cristaux de péridot les cimente ; certains sont de forme polygonale et présentent des jonctions à 120° (planche IV, 9). Ces déformations ont donc été suivies par une recristallisation partielle du péridot. De même, les cristaux de spinelle chromifère sont étirés et brisés.

L'allongement des cristaux de pyroxène et de péridot matérialise, dans ce cas, une foliation grossière mais parfois suffisamment bien développée pour être visible macroscopiquement (planche II, 2). Cette foliation est conforme au litage.

Contrairement aux roches peu déformées et conservant l'aspect de cumulats, celles qui présentent cette structure blasto-mylonitique ne sont jamais serpentinisées et sont donc de teinte plus vive. Il est possible que l'absence de minéraux serpentineux soit due au fait que ceux-ci ont été mobilisés par la construction des cristaux de péridot néoformés. Ce phénomène s'accompagnerait donc d'une libération d'eau, en présence de laquelle pourrait avoir eu lieu la recristallisation de ce minéral.

Les études de déformations expérimentales des péridotites, réalisées depuis quelques années, ont révélé que la mylonitisation de ces roches serait attribuable à des laminages et à des fluages plastiques à

haute température (CARTER et AVE LALLEMANT, 1970 ; NICOLAS *et al*, 1971), vraisemblablement produits dans le site même où s'est opérée leur cristallisation. En ce qui concerne la grande masse ultrabasique néo-calédonienne, ces phénomènes n'ont joué que modérément et de façon sporadique. En effet, les péridotites à structure foliée ne représentent, autant qu'on en puisse juger, qu'une part relativement modérée de son volume.

Cette constatation peut être faite en particulier dans le massif du sud où les blasto-mylonites apparaissent en passées irrégulières, de quelques décimètres de puissance, au milieu de roches peu ou pas déformées ; ces passées sont peu fréquentes, particulièrement dans la partie supérieure de cette masse où les faciès de cumulats prédominent largement. Par contre dans les massifs situés au sud-ouest de la grande faille-flexure longitudinale, qu'il s'agisse des massifs du sillon occidental (Kopéto et Tiebaghi notamment) ou encore de la partie frontale du massif du sud (Mont Dore et île Ouen), leur fréquence est beaucoup plus grande. Les roches ultrabasiques à structure blasto-mylonitique y forment des passées souvent épaisses et de grande extension. Il en est de même dans la partie du massif du sud située au nord-est de la grande fracture qui s'étend entre Houailou et Borindi (*cf. carte h.t. n° 2*) (1).

Les remarques précédemment formulées permettent de définir cette masse comme un ensemble de roches ultrabasiques présentant l'aspect de cumulats et dont les structures auraient été partiellement oblitérées par des déformations et des recristallisations.

Il est cependant difficile de concevoir l'individualisation de cumulats magmatiques dans une série ultrabasique de plus de 3 500 m de puissance et exclusivement composée de minéraux ferro-magnésiens, à moins d'admettre la possibilité d'apports successifs de liquide. Dans l'état actuel de nos connaissances, cette objection ne peut être levée. En particulier, les travaux expérimentaux et les données physiques ne permettent pas encore de connaître parfaitement les conditions de formation et l'histoire des complexes ultrabasiques présents dans les arcs orogéniques. Afin de rendre compte de leurs distinctions d'ordre structural, il faut cependant admettre que ceux-ci n'ont pas connu une évolution comparable. Ainsi, en considérant les appareils ultrabasiques de la chaîne alpine on constate que, si un grand nombre d'entre eux sont formés en majeure partie de roches à structure blastomylonitique dont la fabrique est d'origine mécanique, d'autres, par contre, montrent des structures de cumulats préservées et apparaissent dans leur ensemble avoir été moins profondément affectés par des effets de stress (*cf. NICOLAS et JACKSON, 1972*). Il semble qu'il en soit notamment ainsi pour les massifs ultrabasiques du Troodos (*cf. WILSON et INGHAM, 1959*), du Djebel Moussa en Turquie (*cf. PARROT, 1973*) et de l'état d'Oman (REINHARDT, 1969), de même que pour le grand massif de l'« Owen Stanley range » en Nouvelle-Guinée (*cf. DAVIES, 1971 ; carte h.t.*). Ce fait, auquel on ne peut encore trouver une explication pleinement satisfaisante, définit un modèle particulier de complexe ultrabasique de chaîne récente qui, comme nous le verrons dans la suite de l'exposé, est spécifique de l'arc mélanésien interne (*cf. chap. IV. D*).

#### 4. Caractères chimiques

Comme tous les complexes harzburgitiques des zones orogéniques, les roches de cet ensemble sont riches en magnésium et présentent des teneurs particulièrement faibles en aluminium, en calcium et en alcalins (*cf. tableau III*). GREEN et RINGWOOD (1967a) considèrent que ces caractères seraient dus au fait que les roches dont ces complexes sont formés représentent le manteau réfractaire d'où serait issu, par fusion partielle, le magma basaltique des zones océaniques.

---

(1) Ces roches blasto-mylonitiques, exemptes de minéraux serpentineux, correspondent à celles décrites par ORLOFF (1968) sous la dénomination de « péridotites de faciès Poro » et dont l'altération est à l'origine de ferrallites à fortes teneurs en nickel qui sont exploitées dans ce secteur (districts miniers de Thio, Kouaoua et Poro en particulier).

TABLEAU III

Composition chimique des roches de la masse péridotitique principale

Nature de la roche	Dunites		Harzburgites				Pyroxénites	
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub> .....	35,60	36,50	41,10	39,10	41,93	40,59	56	55,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0	0,09	0,10	0,59	0,56	0,50	2,05	0,50
FeO .....	4,95	4,02	5,55	5,18	7,80*	7,42*	2	9,72*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	2,75	3,56	1,70	2,95			2,94	
MgO .....	45,50	45,95	44,33	42,20	51,60	50	34,92	34
MnO .....	0,10	0,09	0,10	0,10	0,12	0,14	0,19	0,24
CaO .....	0,07	0,96	0,20	0,38	0,02	0,24	0,60	0,56
Na <sub>2</sub> O .....	0,09	0,04	0,09	0	0,02	0,26	0,03	0,04
K <sub>2</sub> O .....	0	0,27	0	0	0	0	0,03	0
TiO <sub>2</sub> .....	0,12	0	0,10	0,15	0	0	0,06	0
NiO .....	0,32	0,27	0,32	0,33			0,15	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,20	0,35	0,27	0,45			0,60	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....	9,30	8,83	4,7	8,5			0,05	
Σ .....	99,00	100,93	98,56	99,93	102,15	99,15	99,62	100,90

*Analyse 1* : dunite (La Coulée) ; *analyse 2* : dunite (région d'Ouenarou) ; *analyse 3* : harzburgite (piste du Dzumac) ; *analyse 4* : harzburgite (embouchure de la rivière Ouinné) ; *analyse 5* : harzburgite prélevée par forage (région de Prony) ; *analyse 6* : harzburgite (rivière Kalouéhola) ; *analyse 7* : pyroxénite à disséminations sulfurées (monts Koghis) ; *analyse 8* : pyroxénite (région de Port Bouquet).

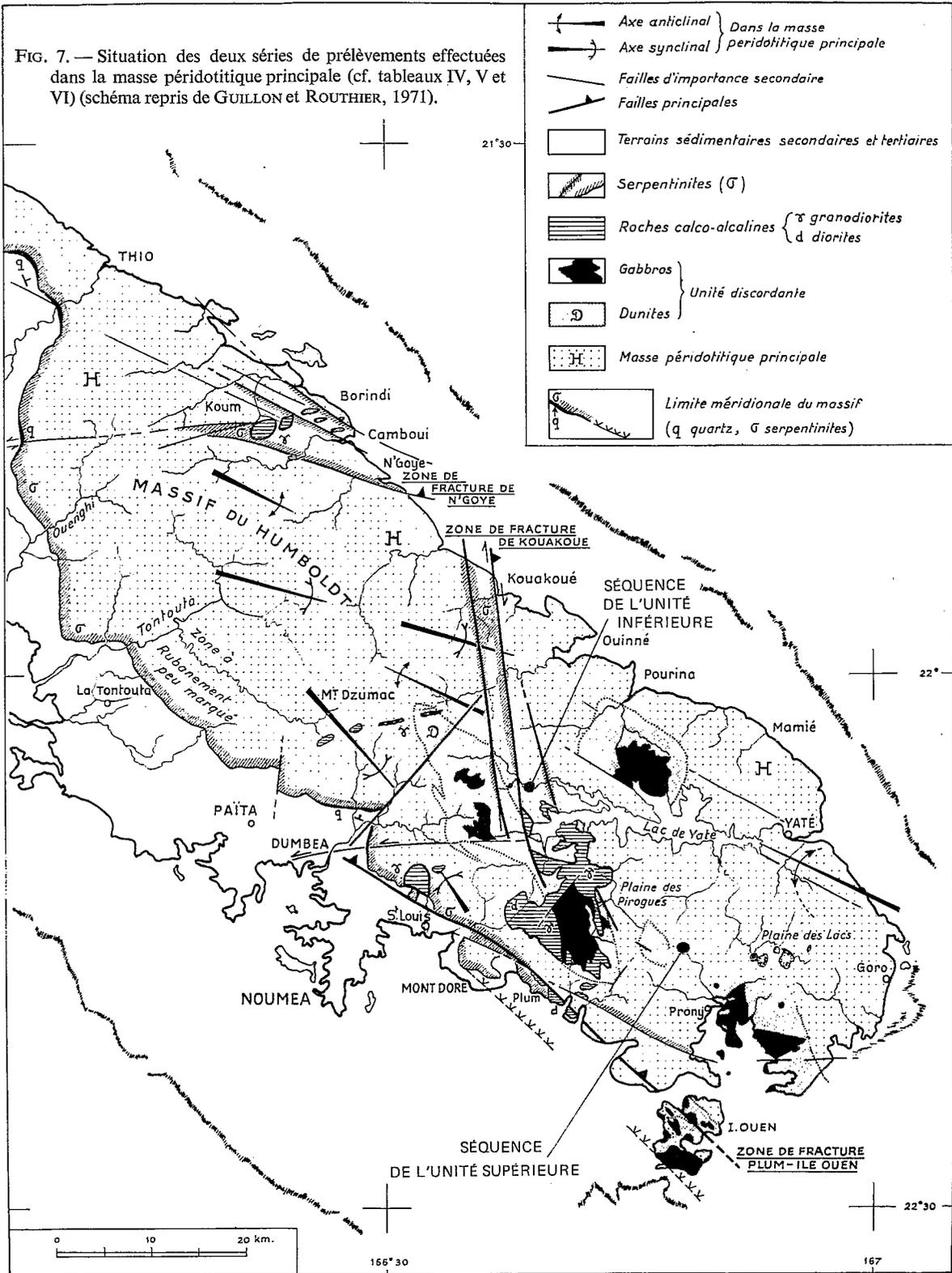
Les analyses 1 - 4 et 7 ont été effectuées par fluorescence X au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI et sont reprises de GUILLON et ROUTHIER (1971, tabl. I). Les analyses 5, 6 et 8 ont été effectuées par absorption atomique au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Nancy (\* : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total).

La déficience en aluminium, en calcium et en alcalins pourrait également se comprendre si les roches de cet ensemble ultrabasique résultaient de la différenciation d'un mélange silicaté. En effet, on peut concevoir que ces éléments se seraient préférentiellement concentrés dans les termes les moins basiques et que, de ce fait, les péridotites en soient appauvries.

Rien ne permet de préciser la composition du bain originel. Celui-ci devait être fortement basique ; sa composition pouvait parfaitement s'apparenter à celle du magma pyrolitique (cf. fig. 27) qui, selon GREEN et RINGWOOD (1967a), serait à l'origine des couches profondes de la croûte océanique.

La masse péridotitique principale présente une grande homogénéité chimique. Ainsi, il n'y a aucune différence de composition notable entre une pyroxénite provenant de la partie supérieure de cette masse

FIG. 7. — Situation des deux séries de prélèvements effectuées dans la masse péridotitique principale (cf. tableaux IV, V et VI) (schéma repris de GUILLON et ROUTHIER, 1971).



(an. n° 8, tableau III) et une pyroxénite à disséminations sulfurées (an. n° 7, tableau III) prélevée dans sa partie inférieure, si ce n'est des teneurs légèrement plus élevées en aluminium (compte tenu de la proportion du spinelle chromifère dans ces deux échantillons), en calcium, en potassium et en titane dans cette dernière.

L'absence de différenciations chimiques dans cet ensemble et le fait qu'il ne soit pas accompagné de roches feldspathiques peuvent constituer des objections à l'hypothèse d'une origine magmatique des roches dont il est formé. Comme nous le verrons plus loin (§ A.8), celles-ci peuvent être levées. D'autre part, plusieurs faits, que ce soit ceux relatifs à leur structure interne (§ A.3) ou encore ceux concernant les variations minéralogiques constatées à grande échelle dans le profil de cet ensemble (§ A.5), constituent des arguments qui rendent cette explication parfaitement plausible.

## 5. Minéralogie

### LES MINÉRAUX PRIMORDIAUX

La masse péridotitique principale est formée, en plus grande part, de péridot et d'orthopyroxène. Le péridot est une forstérite dont la composition est comprise, d'après les mesures optiques et diffractométriques, entre les limites Fo 89 et Fo 93 avec une moyenne qui se situe aux alentours de la valeur Fo 91 (fig. 8). L'orthopyroxène présente la composition d'une enstatite dont le rapport Mg/Mg+Fe est très voisin de celui du péridot. Les cristaux d'enstatite renferment parfois de fines exsolutions de clinopyroxène, disposées le long des plans de clivage 100. Cependant, il n'est pas possible de reconnaître des variations de la fréquence de ces exsolutions de clinopyroxène dans le profil lithologique ou à l'intérieur de mêmes cristaux d'enstatite, analogues à celles mises en évidence par KORNPROBST (1969) dans les roches du massif de Beni Bouchera.

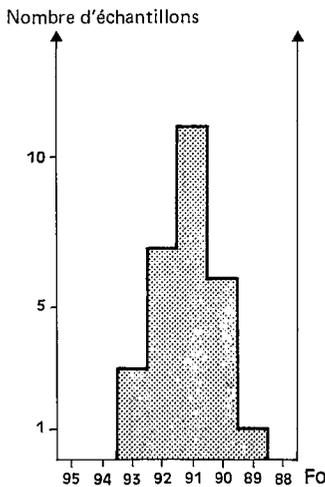


FIG. 8. — Composition approchée du péridot des roches de la masse péridotitique principale déterminée par la méthode diffractométrique de Jackson (1960).

Les méthodes de détermination optiques et diffractométriques ne permettent pas de vérifier l'existence de variations de la composition des deux silicates dans le profil de cette masse. A cet effet, des échantillons représentatifs ont été prélevés dans deux fractions lithologiques de cet ensemble et soumis à des analyses quantitatives à la microsonde électronique. Une première série de neuf prélèvements a été effectuée (*cf.* colonne lithologique de la figure 9) dans une même séquence, affleurant dans le lit de la rivière Bleue, à l'ouest du lac de Yaté (*cf.* carte géologique à 1/50 000 de St-Louis et fig. 7). Cette séquence de quatre mètres d'épaisseur approximative, correspond à une des zones les plus basses de cet ensemble dans le massif du sud ; elle comporte, dans les roches riches en enstatite qui en forment la partie basale, des disséminations de sulfures nickelifères. Elle appartient donc à une subdivision lithologique, décrite dans la suite de cet exposé sous la dénomination d'unité inférieure (§ A.7). Une seconde série de six échantillons a été prélevée dans une séquence, d'une dizaine de mètres de puissance, affleurant dans le lit d'un cours d'eau, à l'ouest du gîte de chrome de « La Tchaux » (*cf.* carte géologique à 1/50 000 de Prony et fig. 7). Cette séquence est exempte de sulfures nickelifères mais appartient à une zone riche en amas lenticulaires de chromite (GUILLON et TRESCASES, 1972, p. 35). Elle est donc représentative de l'unité supérieure (§ A.7). Nous y avons adjoint un échantillon de chromite massive, prélevé au Mont Dzumac (*cf.* carte géologique à 1/50 000 de Nouméa) dans un horizon lithologique

qui correspond approximativement à celui auquel appartient cette seconde série d'échantillons. Etant donné la structure de la masse périclétique principale dans la région qui s'étend entre la rivière Bleue et le bassin de Prony (*carte h.t. n° 2, coupe KL* et fig. 7), les deux séquences dans lesquelles ont été effectués ces prélèvements seraient distants verticalement d'environ 2500 m dans le profil de cet ensemble.

Dans un même échantillon, il n'y a, tant en ce qui concerne les deux silicates que le spinelle chromifère, que de très légères variations des proportions relatives des différents éléments. Celles-ci sont inférieures au seuil de sensibilité de l'appareil et sont donc négligeables. De ce fait, les analyses réalisées peuvent être considérées comme représentatives de la composition de ces minéraux d'une même population.

Les résultats des analyses minérales qui constituent les tableaux IV, V et VI conduisent à formuler les remarques suivantes :

— la composition des deux silicates ne varie que dans des limites très restreintes. Ainsi, le rapport Mg/Mg+Fe du périclète et de l'orthopyroxène est compris respectivement entre, d'une part 0,903 et 0,928, et d'autre part 0,912 et 0,933 (tableaux IV et V) ;

TABLEAU IV

*Composition chimique du périclète dans les deux unités de la masse périclétique principale*

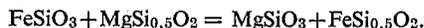
Réf. échant.	Unité supérieure					Unité inférieure						
	B	C	D	F	G	H	I	J	K	M	N	O
Nature échant.	Dunitite	Harzb. (10 % OPX)	Harzb. (20 % OPX)	Pyroxénites (5-10 % OL)		Dunitite (5 % OPX)	Harzb. (10 % OPX)	Harzburgites (25 % OPX)		Harzburgites (éch. M et N à 50 % OPX, éch. O à 70 % OPX)		
N° réf. graph.	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*
<i>An. chimique</i>												
SiO <sub>2</sub> .....	41,19	41,11	41,19	41,09	40,75	41,41	41,71	40,90	39,90	41,37	41,24	41,00
FeO .....	8,51	8,55	8,96	8,77	9,13	7,39	7,40	9,80	9,30	9,02	8,93	9,62
MgO .....	50,84	50,27	51,02	50,41	49,25	52,02	52,25	50,21	50,05	50,49	50,17	50,60
MnO .....	0,10	0,13	0,15	0,09	—	0,07	0,05	0,19	—	0,14	0,13	0,10
CaO .....	—	0,01	0,01	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	—	—	0,01	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,04	0,04	0,03	0,01	—	—	0,08	0,12	—	0,11	0,09	0,01
TiO <sub>2</sub> .....	—	—	0,03	—	—	—	0,01	—	—	—	—	0,01
NiO .....	0,44	0,45	0,52	0,60	0,54	0,53	0,43	0,49	0,40	0,41	0,30	0,22
Σ .....	101,11	100,56	101,92	100,98	99,67	101,42	102,17	101,73	99,65	101,54	100,87	101,57
<i>Formule structurale sur la base de 4 oxygènes</i>												
Si .....	0,989	0,996	0,974	0,988	0,998	0,989	0,991	0,987	0,979	0,995	0,996	0,987
Fe <sup>2+</sup> .....	0,169	0,171	0,175	0,174	0,183	0,146	0,145	0,196	0,187	0,180	0,178	0,192
Mg .....	1,825	1,833	1,817	1,823	1,818	1,871	1,869	1,825	1,852	1,827	1,825	1,832
Σ <sup>VI</sup> .....	1,994	2,004	1,992	1,997	2,001	2,017	2,014	2,021	2,039	2,007	2,003	2,024
Mg Mg+Fe <sup>2+</sup> ...	0,914	0,916	0,912	0,912	0,908	0,927	0,928	0,903	0,908	0,910	0,911	0,905

\* Analyses microsonde (Cambridge, Geoscan-3). Analyste : D. MATHIAS, 1972, Université de Manchester.

+ Analyses microsonde (Cameca). Analyste : R. GIRAUD, 1971, BRGM Orléans.

— Élément indosable.

— dans les deux séquences, il se produit, depuis les dunites jusqu'aux roches à fort pourcentage d'enstatite, une légère réduction du rapport Mg/Mg+Fe des deux silicates (fig. 9). Cet enrichissement en fer du péridot et de l'orthopyroxène que l'on constate de haut en bas dans chaque séquence, est léger et irrégulier mais peut, néanmoins, être considéré comme significatif (1). Il faut toutefois remarquer qu'il est plus accusé dans celle appartenant à l'unité inférieure (fig. 9). La distribution du fer et du magnésium dans les deux silicates en équilibre est réalisée selon la réaction :



Cette réaction s'exprime quantitativement par la fonction :  $KD^{\text{Mg-Fe}} = \frac{X_{\text{Fe}}^{\text{OL}} X_{\text{Mg}}^{\text{OPX}}}{X_{\text{Mg}}^{\text{OL}} X_{\text{Fe}}^{\text{OPX}}}$ .

TABLEAU V

Composition chimique de l'orthopyroxène dans les deux unités de la masse péridotitique principale

Réf. échantillon .....	Unité supérieure		Unité inférieure			
	D	F	I	N	O	P
Nature échantillon .....	Harzburgites (20 % OPX)	Pyroxénites (10 % OL)	Harzburgites (10 % OPX)	Harzburgites (50 - 70 % OPX)		Pyroxénites (5 % OL)
N° réf. graphique .....	13*	14*	15*	16*	17*	18+
<i>An. chimique</i>						
SiO <sub>2</sub> .....	56,92	57,38	57,01	56,54	55,89	57,12
FeO .....	5,58	5,86	4,68	5,94	5,71	6,15
MgO .....	35,18	34,80	36,34	34,70	34,56	34,85
MnO .....	0,13	0,10	0,06	0,16	0,10	—
CaO .....	0,51	0,49	0,23	0,13	1,34	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	1,39	0,71	1,50	1,93	2,07	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,48	0,40	0,21	0,42	0,57	—
TiO <sub>2</sub> .....	—	0,06	—	0,01	0,01	—
NiO .....	0,18	0,13	0,10	0,10	0,04	0,04
Σ .....	100,37	99,93	100,13	99,92	100,25	98,16
<i>Formule structurale sur la base de 6 oxygènes</i>						
Si .....	1,947	1,971	1,940	1,942	1,921	1,989
Al <sup>IV</sup> .....	0,053	0,026	0,059	0,058	0,079	—
Al <sup>VI</sup> .....	0,002	—	—	0,018	0,003	—
Fe <sup>2+</sup> .....	0,157	0,166	0,132	0,168	0,162	0,175
Ca .....	0,018	0,016	0,008	0,004	0,049	—
Mg .....	1,812	1,800	1,860	1,796	1,788	1,828
Cr .....	0,014	0,010	0,006	0,012	0,016	—
Σ <sup>IV</sup> .....	2,000	1,997	1,999	2,000	2,000	1,989
Σ <sup>VI</sup> .....	2,003	1,992	2,006	1,998	2,018	2,003
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}}$ .....	0,920	0,915	0,933	0,915	0,916	0,912
Mg/Fe/Ca .....	91/8/1	91/8/1	93/6,5/0,5	91/8,5/0,5	90/8/2	91/9/0

\* Analyses microsonde (Cambridge, Geoscan-3). Analyste : D. MATHIAS, 1972, Université de Manchester.

+ Analyses microsonde (Cameca). Analyste : R. GIRAUD, 1971, BRGM Orléans.

— Élément indosable.

(1) Les variations des teneurs en fer et en magnésium sont, en effet, supérieures à la marge d'incertitude de la méthode analytique.

TABLEAU VI

Composition chimique du spinelle chromifère dans les deux unités de la masse péridotitique principale

Réf. échantillon	Unité supérieure					Unité inférieure			
	A	B	C	E	F	I	L	O	P
Nature échantillon	Chromite massive (1)	Dunite	Harzb. (10 % OPX)	Harzb. (50 % OPX)	Pyrox. (10 % OL)	Harzb. (10 % OPX)	Harzb. (30 % OPX)	Harzb. (70 % OPX)	Pyrox. (5 % OL)
N° réf. graphique	19 <sup>+</sup>	20*	21*	22 <sup>+</sup>	23*	24*	25*	26*	27*
<i>An. chimique</i>									
SiO <sub>2</sub> .....	—	0,21	0,04	—	0,11	0,08	0,59	0,53	0,09
FeO.....	13,25	31,18	20,96	19,39	19,00	22,18	16,08	19,51	15,02
MgO.....	15,70	7,02	7,55	8,92	9,67	8,55	11,00	10,64	13,90
MnO.....	—	0,86	0,75	—	0,65	0,77	0,45	0,34	0,47
CaO.....	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	13,40	7,75	8,38	10,83	10,51	14,83	16,37	27,35	30,21
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	57,60	51,81	62,80	59,90	60,04	54,73	54,36	43,21	40,39
TiO <sub>2</sub> .....	—	0,40	0,06	—	0,08	0,03	0,01	0,01	—
NiO.....	—	0,09	0,02	—	0,08	0,07	0,07	—	—
Σ.....	99,95	99,33	100,55	99,04	100,13	101,23	98,93	101,59	100,08
<i>Formule structurale sur la base d'une formule idéale R<sup>++</sup>R<sub>3</sub><sup>+++</sup>O<sub>4</sub></i>									
Mg.....	0,740	0,376	0,381	0,446	0,481	0,421	0,540	0,477	0,610
Fe <sup>2+</sup> .....	0,280	0,716	0,585	0,532	0,505	0,577	0,429	0,497	0,365
Fe <sup>3+</sup> .....	0,062	0,208	—	—	0,015	0,026	—	—	—
Cr.....	1,425	1,457	1,668	1,576	1,564	1,385	1,379	1,016	0,934
Al.....	0,513	0,335	0,343	0,440	0,421	0,589	0,642	0,995	1,081
Σ Cath. <sup>2+</sup> .....	1,020	1,092	0,966	0,978	0,986	0,998	0,969	0,974	0,975
Σ Cath. <sup>3+</sup> .....	2,000	2,000	2,001	2,016	2,000	2,000	2,021	2,011	2,015
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$ .....	0,725	0,344	0,394	0,456	0,487	0,421	0,557	0,489	0,625
$\frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,712	0,729	0,830	0,782	0,782	0,693	0,682	0,506	0,464
$\frac{\text{Al}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,257	0,168	0,170	0,218	0,211	0,294	0,318	0,494	0,536
$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,031	0,103	—	—	0,007	0,013	—	—	—

(1) Amas lenticulaire de chromite (concession « Dzumac »).

\* Analyses microsonde (Cambridge, Geoscan-3) - Analyste : D. MATHIAS, 1972, Université de Manchester.

+ Analyses microsonde (Cameca) - Analyste : R. GIRAUD, 1971, BRGM Orléans.

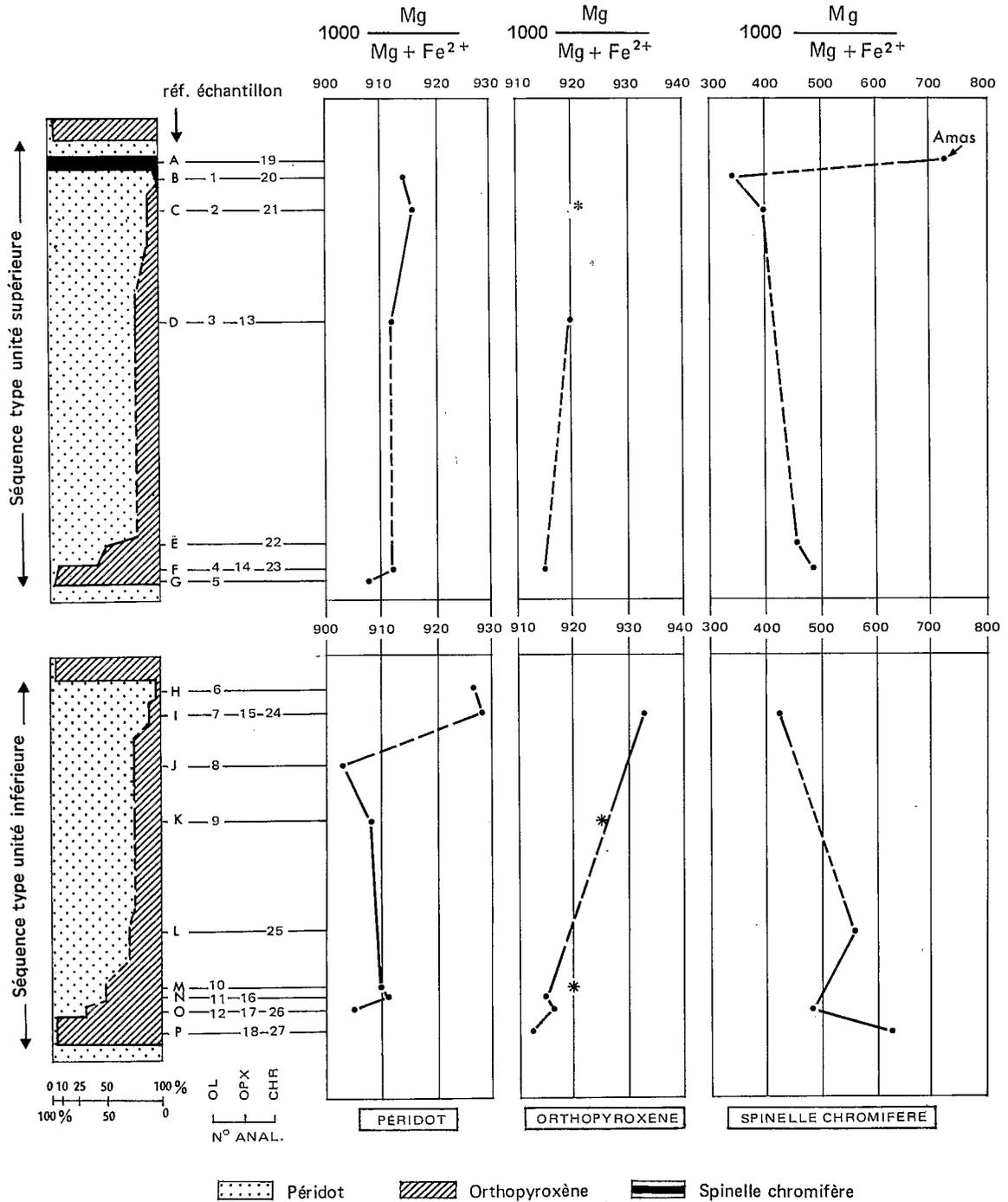


FIG. 9. — Variations du rapport  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  des trois minéraux principaux dans chaque séquence représentative des deux unités composant la masse péridotitique principale (cf. tableaux IV, V, VI).

\* Résultats d'analyses partielles à la microsonde concernant l'orthopyroxène des échantillons C, K et M (cf. tableau VII).

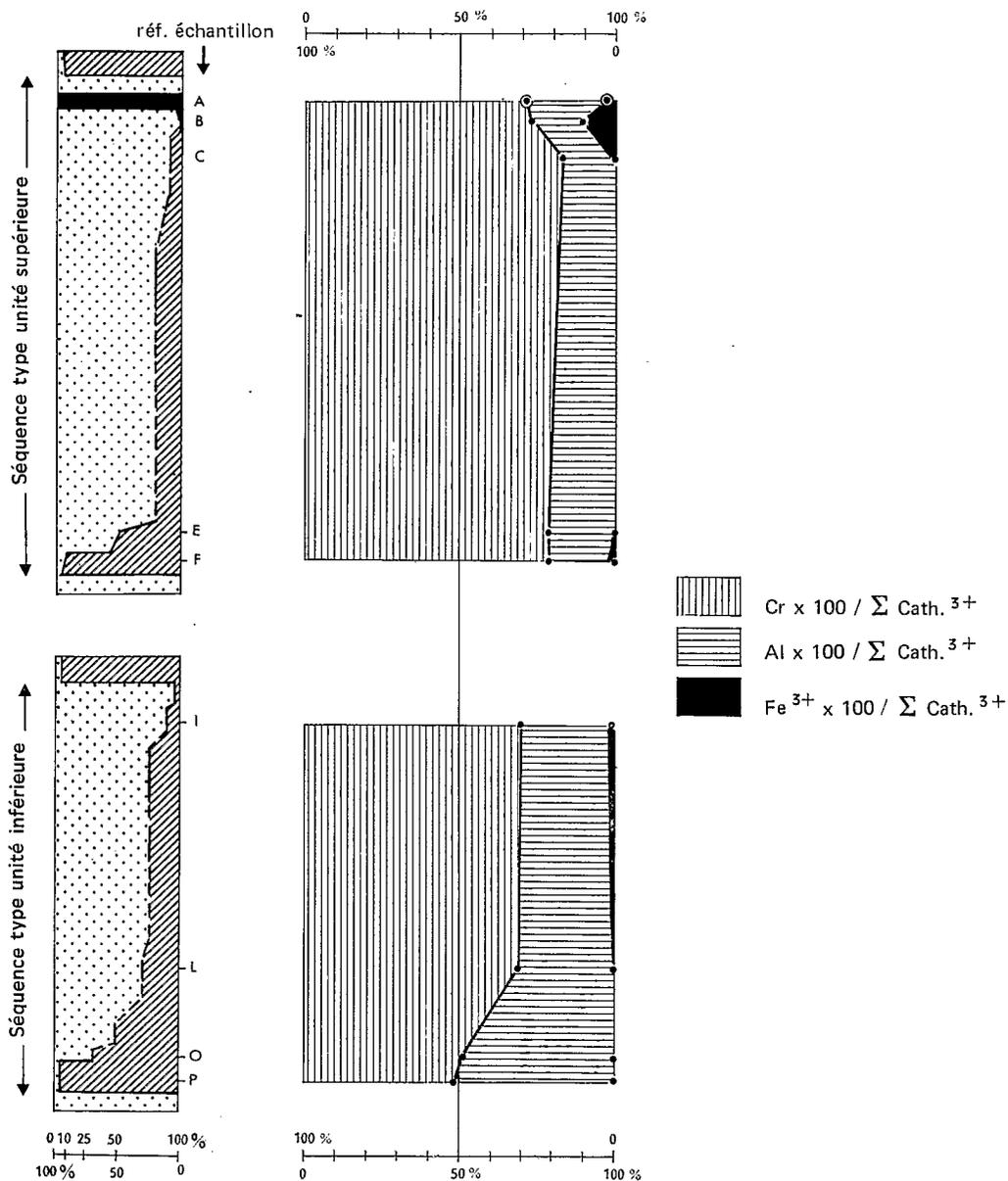


FIG. 10. — Variations des proportions relatives des cathions trivalents du spinelle chromifère dans chaque séquence représentative des deux unités composant la masse péridotitique principale (cf. tableau VI).

NB : pour les symboles de la colonne lithologique se reporter à la figure n° 9.

Dans les deux séquences, la valeur de KD est de l'ordre de 1,1. Comme WILLIAMS et EUGSTER (1969) l'ont montré, le coefficient de partage du fer et du magnésium dans le pyroxène et l'olivine est indépendant de la température de cristallisation et ne peut, de ce fait, être utilisé comme un marqueur géothermique. Les variations de la composition de ces minéraux dans cet ensemble sont cependant trop faibles pour que l'on puisse conclure, à leur propos, à l'existence d'un « cryptic layering » ;

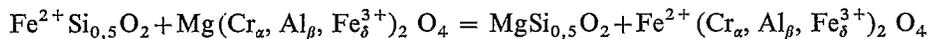
— de façon générale, l'enstatite est caractérisée par des teneurs relativement faibles en aluminium et en calcium (cf. tableau V). Dans l'unité inférieure, l'enstatite est cependant plus riche en aluminium que dans l'unité supérieure (les moyennes sont respectivement de 1,8 % et 1,05 %). Dans la séquence appartenant à l'unité inférieure, on note d'autre part un accroissement régulier des teneurs en aluminium de l'orthopyroxène, depuis les roches à faible pourcentage d'enstatite jusqu'aux pyroxénites. Il semble qu'il en soit de même pour les teneurs en calcium bien que les variations constatées pour cet élément dans l'orthopyroxène des différents échantillons soient peu significatives ;

— comme nous l'avons auparavant signalé (GUILLON, 1970), le spinelle chromifère est caractérisé par des teneurs élevées en chrome et par des teneurs relativement faibles en aluminium et en fer (cf. tableau VI). Le spinelle des amas lenticulaires, qui sont situés dans la partie supérieure de cet ensemble (cf. tableau VI, échant. A), présente toujours des rapports  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  et  $Cr/Fe$  beaucoup plus élevés que ceux du spinelle à l'état disséminé (cf. également GUILLON, 1970, p. 703). Si l'on considère les analyses de cristaux de spinelle dispersés (cf. tableau VI, analyses 20-27), on constate que le rapport  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  croît depuis les roches à fort pourcentage de péridot jusqu'aux pyroxénites, donc de façon inverse de celui des deux silicates (fig. 9). De même que l'enrichissement en fer du péridot et de l'orthopyroxène constaté de haut en bas dans chaque séquence, l'enrichissement en magnésium du spinelle est beaucoup plus accusé dans celle représentant l'unité inférieure. Des variations analogues de la composition du péridot et du spinelle chromifère ont été mises en évidence dans plusieurs massifs ultra basiques des arcs orogéniques et en particulier dans celui de Burro Mountain en Californie (LONEY *et al.*, 1971) ;

— dans l'unité inférieure, le spinelle chromifère est toujours plus riche en aluminium ainsi qu'en magnésium et plus pauvre en chrome que celui présent dans l'unité supérieure (tableau VI). Dans la séquence appartenant à l'unité inférieure, on note d'autre part un accroissement très prononcé des teneurs en aluminium aux dépens du chrome, depuis les roches à fort pourcentage de péridot jusqu'aux pyroxénites (fig. 10 et 11). Dans l'unité supérieure, il semble qu'il en soit ainsi ; cependant, l'enrichissement en alumine du spinelle qui se produit de haut en bas dans la séquence, est très faible. En règle générale, la proportion de fer ferrique est faible, voire nulle (fig. 10) : ceci se vérifie notamment pour le spinelle riche en aluminium qui accompagne les inclusions sulfurées (cf. tableau VI, analyses 26 et 27) et de façon plus générale pour celui inclus dans les roches à fort pourcentage d'enstatite (analyses 22, 23, 26 et 27) (1).

Contrairement à ce que nous avons énoncé (GUILLON, 1970), il se produit bien, dans la masse péridotitique principale, une évolution de la composition du spinelle chromifère. Celle-ci est marquée depuis la partie supérieure jusqu'à la base de cet ensemble par un accroissement des teneurs en aluminium et par un appauvrissement concomitant en chrome (fig. 11) ; ces variations rappellent en particulier celles qui se produisent de bas en haut dans la zone inférieure du Bushveld (VAN DER WALT, 1941). Comme cela a été constaté dans de nombreux appareils ultrabasiques alpins (HIMMELBERG et COLEMAN, 1968 ; IRVINE, 1967a ; LONEY *et al.*, 1971), les variations du rapport  $Cr/Cr+Al$  du spinelle sont inverses de celles du rapport  $Mg/Mg+Fe^{2+}$ . Mais contrairement aux appareils stratifiés des vieux socles (cf. JACKSON, 1969), le rapport  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  du spinelle évolue inversement de celui des silicates (fig. 9), ce qui tend à montrer que le gradient thermique, durant la cristallisation de cet ensemble, était peu prononcé.

Comme l'ont montré IRVINE (1967a) et JACKSON (1969), la distribution du fer ferreux et du magnésium dans le péridot et le spinelle chromifère en équilibre est régie par la température et influencée par les proportions relatives des cathions trivalents dans le spinelle. La réaction d'échange  $Fe^{2+} - Mg$  dans ces deux minéraux se traduit ainsi :



où  $\alpha + \beta + \delta = 1$  ( $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  représentent les proportions relatives des cathions trivalents dans le spinelle).

Etant donné le coefficient de partage du fer ferreux et du magnésium dans le péridot et le spinelle chromifère des différents échantillons analysés, on pourrait donc concevoir que les variations thermiques

(1) On sait, en effet, que la fugacité de l'oxygène baisse lorsque se réalise la réaction :  $Fe_2SiO_4 + SiO_2 = 2FeSiO_3$  (IRVINE, 1967a).

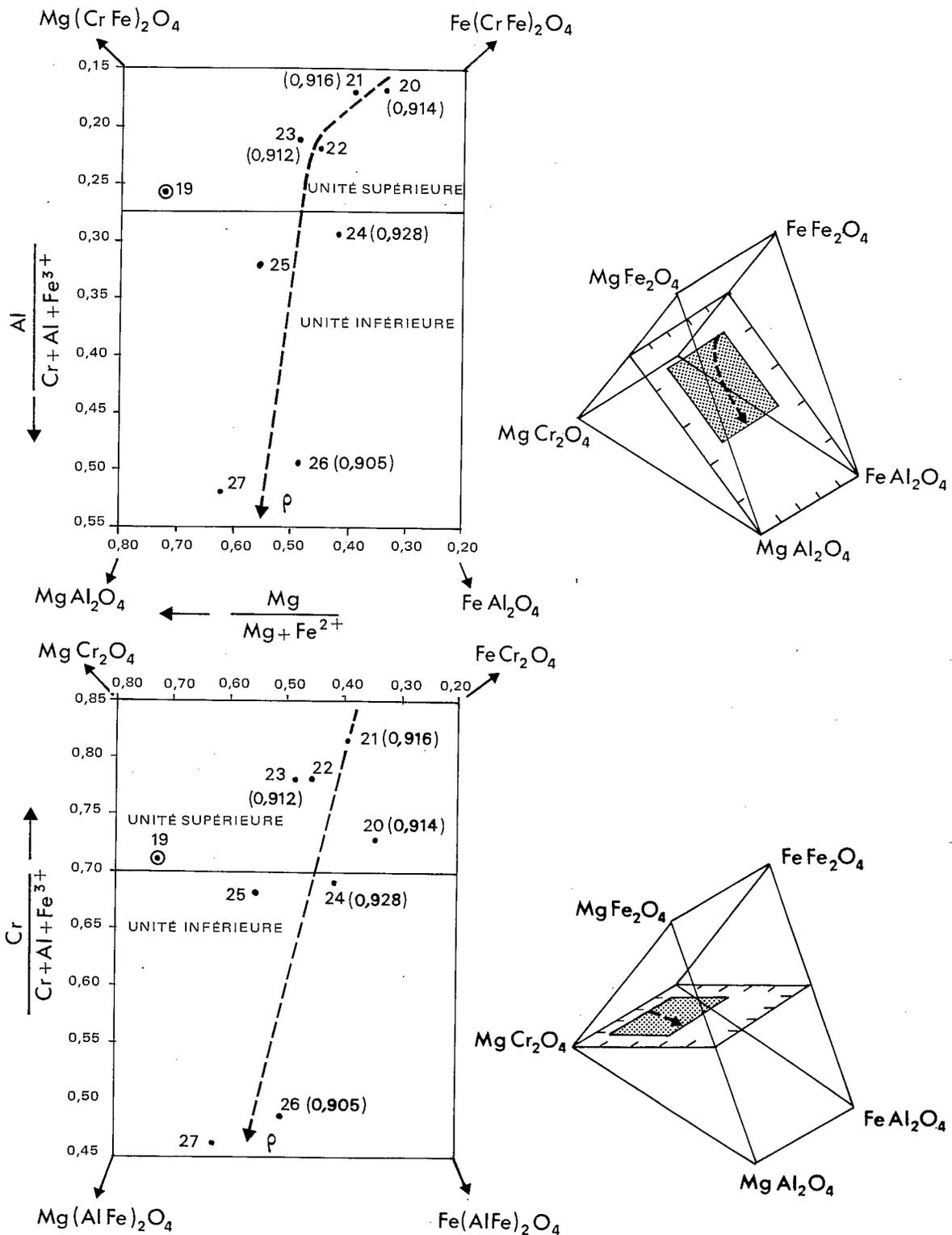


FIG. 11. — Variations de la composition du spinelle chromifère dans les deux unités composant la masse péridotitique principale (cf. tableau VI).

$\rho$  : ligne traduisant l'évolution géochimique entre les deux unités.

NB : les chiffres placés entre parenthèses désignent les valeurs du rapport  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  du péridot en équilibre avec le spinelle.

étaient, en ce qui concerne la séquence appartenant à l'unité inférieure, plus grandes que celles ayant régné durant la cristallisation de la séquence de l'unité supérieure.

On peut apprécier la température de cristallisation en appliquant la règle thermochimique de JACKSON (1969) :

$$T = \frac{5\,580\alpha + 1\,018\beta - 1\,720\delta + 2\,400}{0,90\alpha + 2,56\beta - 3,08\delta - 1,47 + 1,987 \text{ LN.KD}^{\text{Mg-Fe}^{2+}}}$$

Dans cette réaction,  $\text{KD}^{\text{Mg-Fe}^{2+}} = \frac{X_{\text{Mg}}^{\text{OL}} X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{Chr}}}{X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{OL}} X_{\text{Mg}}^{\text{Chr}}}$  et  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\delta$  sont les proportions relatives du chrome, de l'aluminium et du fer ferrique dans le spinelle.

Selon cette réaction, la température nominale serait comprise pour la séquence de l'unité supérieure entre 1 350 et 1 550°, pour celle de l'unité inférieure entre 1 200 et 1 650 °.

Cependant si l'on applique la règle d'HÄKLI (1968), qui permet de déduire du coefficient de partage du nickel dans les deux silicates (*cf.* tableau VII) la température de cristallisation, celle-ci varierait dans la séquence appartenant à l'unité supérieure entre 1 000 et 1 400°, dans celle de l'unité inférieure entre 1 280 et 1 550°, avec un maximum qui se situe autour de 1 350°. Bien que, de façon générale, on doive accorder une confiance très modérée aux résultats de cette dernière méthode, ceux-ci et les données obtenues par la méthode de Jackson ne sont pas cohérents et ne nous permettent pas de vérifier l'existence d'un gradient thermique lors de la cristallisation de cet ensemble. Quoi qu'il en soit, les variations des proportions relatives des cations trivalents du spinelle sont trop accusées pour qu'elles puissent être uniquement attribuables à des modifications des conditions de cristallisation. Il faut donc considérer qu'elles reflètent des variations de la composition du bain originel. Les relations existant entre les minéraux primordiaux, de même que le schéma de succession cristallogénétique que l'on déduit de leur distribution dans cet ensemble, révèlent que la phase de cristallisation du spinelle chromifère recouvre largement celle des deux silicates (*cf.* fig. 12). Ceci explique que ce minéral ait supporté l'essentiel des variations chimiques du mélange silicaté, dans certaines limites fixées par les conditions thermodynamiques régnant lors de la cristallisation.

L'évolution géochimique du spinelle chromifère, depuis la partie supérieure jusqu'à la base de cet ensemble, rappelle celle mise en évidence dans le second ensemble lithologique composant l'appareil néo-calédonien, depuis les dunites jusqu'aux gabbros (§ B.II et fig. 20), et, de façon plus générale, celle constatée dans les appareils lopolithiques, depuis les péridotites, jusqu'aux termes feldspathiques. L'enrichissement en aluminium du spinelle ainsi que de l'orthopyroxène pourrait être le signe annonciateur d'une évolution lithologique, auquel cas il serait possible, comme nous l'avons envisagé précédemment (§ A.4), d'interpréter cette grande masse ultrabasique comme la partie inférieure d'un ensemble différencié qui comprenait initialement des roches feldspathiques.

#### LES SULFURES ET MÉTAUX NATIFS

Les sulfures et les métaux natifs qui ont été signalés par KOCH (1957), PICOT (1959) et RAMDOHR (1967) sont, comme nous l'avons précédemment énoncé (GUILLON et LAWRENCE, 1973 ; GUILLON et SAOS, 1971 et 1972) présents dans la partie inférieure de la masse péridotitique principale. Ils sont localisés dans la zone basale de chaque séquence (*cf.* fig. 5), c'est-à-dire dans les pyroxénites ainsi que, mais en moindre mesure, dans les harzburgites riches en enstatite.

Les sulfures et les métaux natifs s'observent à l'état de fines disséminations dans une frange lithologique dont l'épaisseur varie entre quelques centimètres et quelques décimètres (planche VI), mais atteint exceptionnellement 2 m lorsque la ségrégation du pyroxène est peu accusée. Leur proportion est faible.

On note cependant de légères variations de la proportion des sulfures et des métaux natifs : celle-ci croît depuis les harzburgites à agglomérats de cristaux d'enstatite, où elle est en moyenne de 0,2 %, jusque dans les pyroxénites où elle peut atteindre 2 %. Il est en particulier ainsi dans les séquences les plus basses de cette masse où la proportion de ces minéraux est la plus forte de toutes celles relevées dans son profil.

Les sulfures et les métaux natifs se présentent en inclusions dans le spinelle chromifère et le pyroxène, mais jamais à notre connaissance dans le péridot, ainsi qu'en grains xénomorphes et en agrégats localisés dans les espaces intercrystallins du pyroxène. Les minéraux suivants (présentés ici selon un ordre de fréquence décroissante) ont été reconnus :

*Minéraux primaires :*

- Lignée nickelifère : pentlandite  $(\text{FeNi})_9\text{S}_8$ , heazlewoodite  $\text{Ni}_3\text{S}_2$ , awaruite  $\text{Ni}_3\text{Fe}$ , millérite  $\text{NiS}$ .
- Lignée cuprifère : chalcocite  $\text{Cu}_2\text{S}$ , chalcopyrite  $\text{CuFeS}_2$ , vallériite  $\text{CuFeS}_2$ , bornite  $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ , cuivre natif, cubanite  $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ .
- Lignée ferrifère : mackinavite  $\text{FeS}$ , pyrrhotite  $\text{Fe}_x\text{S}_{x+1}$ .

*Minéraux supergènes :*

- Millérite (en remplacement de la pentlandite et de la heazlewoodite).
- Bravoïte  $(\text{FeNi})\text{S}_2$  et violarite  $\text{FeNi}_2\text{S}_4$  (en remplacement de la pentlandite).
- Covéllite  $\text{CuS}$  (en remplacement des sulfures de cuivre).

La pentlandite est le minéral le plus abondant et représente environ les 9/10 de l'ensemble des sulfures et des métaux natifs. Il constitue l'essentiel des inclusions sulfurées présentes dans le pyroxène et le spinelle chromifère (planche IX, 19 b).

Ainsi, la pentlandite forme des petits granules, généralement disposés le long des plans de clivage de l'enstatite (planche XII, 26 a et c) ; certains sont automorphes (planche IX, 19 d) et représentent vraisemblablement une phase de génération précoce de la pentlandite. Cependant, ce minéral s'observe, le plus souvent, sous la forme de grains de forme irrégulière, dont le diamètre est de l'ordre de 1 mm, mais peut atteindre exceptionnellement 5 mm ; on note parfois que la taille des grains de pentlandite croît dans une même séquence, depuis les harzburgites riches en enstatite jusque dans les pyroxénites. De façon générale, ces grains ne sont pas cataclasés. En outre, la pentlandite est fraîche et n'est que très rarement remplacée par de la violarite et de la bravoïte. La pentlandite renferme fréquemment des exsolutions de millérite, de cubanite, de vallériite, de chalcocite et de mackinavite ; celles-ci sont disposées selon les plans 111 et 110 de ce minéral.

La pentlandite est progressivement relayée par de la heazlewoodite (planche VIII, 17 et 18) ou par un minéral de formule  $\text{Ni}_4\text{S}_3$  dont la composition est très voisine de celle de la heazlewoodite et peut, de ce fait, lui être assimilé (cf. planche VII). Parfois, des grains de millérite sont associés à la pentlandite (planche X, 20). La millérite semble être de formation plus récente que celle-ci. Ses relations avec la heazlewoodite n'ayant pu être reconnues, on ne peut cependant prétendre que la millérite s'est formée dans un stade intermédiaire entre la pentlandite et la heazlewoodite. Le plus souvent, la millérite résulte d'une évolution supergène de ces minéraux et forme des veines anastomosées qui se développent à leurs dépens (planche VIII, 16). La heazlewoodite renferme parfois de petits granules d'awaruite (planche VII, 15 b) dont la formation est très probablement postérieure à celle de ce minéral.

La pentlandite, la heazlewoodite et l'awaruite correspondent aux trois étapes principales d'une évolution qui, étant donné l'ordre de succession de ces minéraux, traduit un appauvrissement en soufre (1).

(1) Des séries d'analyses effectuées à la microsonde électronique ARL dans des plages composites ont montré que cet appauvrissement en soufre est extrêmement progressif.

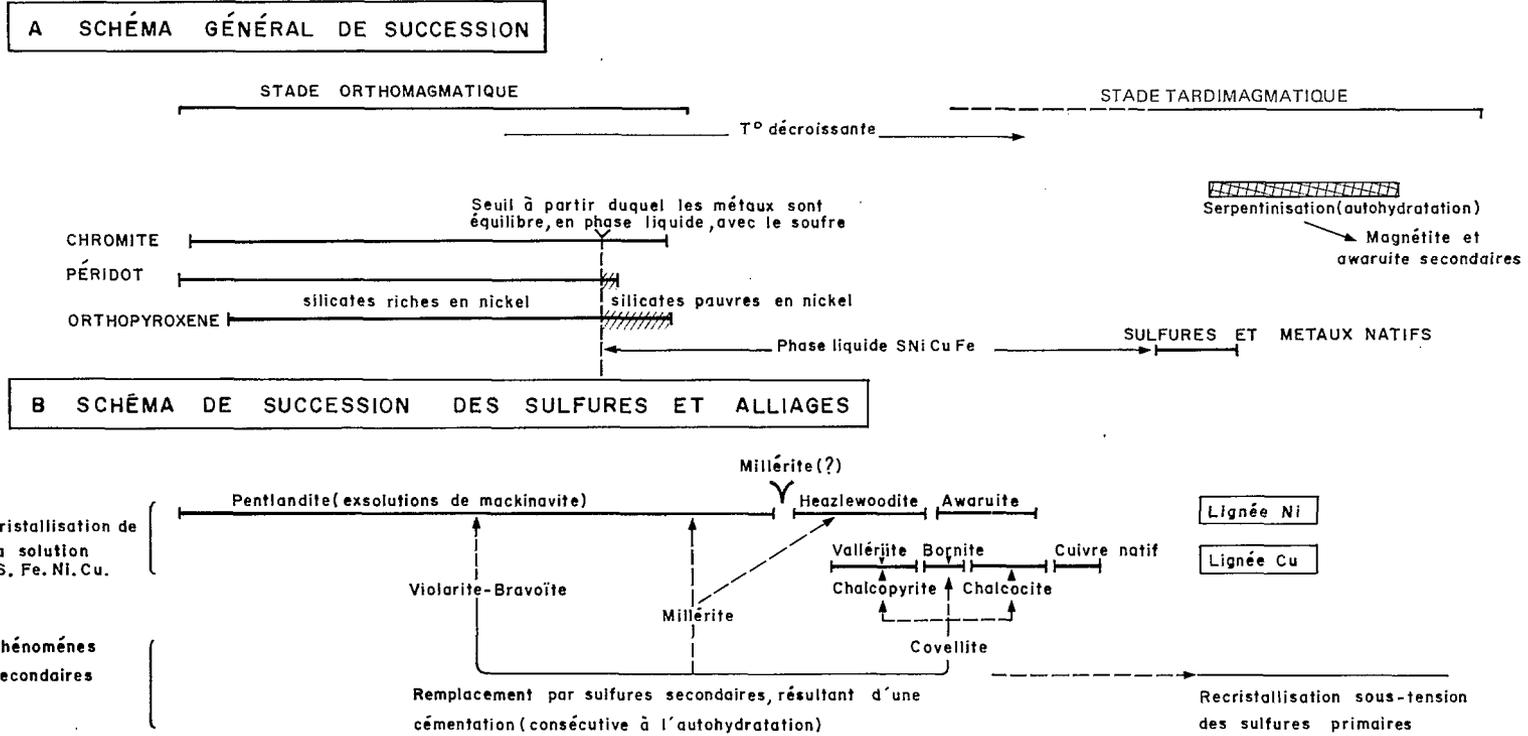


FIG. 12. — Reconstitution du schéma de succession (repris de GUILLON et SAOS, 1971).

Les minéraux nickelifères forment la quasi-totalité des disséminations présentes dans les harzburgites riches en pyroxène. Dans les pyroxénites, des sulfures de cuivre leur sont parfois associés.

Ceux-ci sont peu abondants et ne représentent, approximativement, que 3 % de l'ensemble des sulfures et des métaux natifs. Toutefois, leur proportion est légèrement plus grande dans les horizons pyroxénitiques les plus bas de cette masse (*cf.* § A.7).

Il s'agit de vallériite ou de chalcopyrite qui apparaissent en petits grains indépendants, renfermant de fines lamelles d'exsolution de bornite et de chalcocite (planche X, 22). Dans certains agrégats sulfurés, la chalcopyrite est relayée par de la chalcocite, le passage entre ces deux minéraux se faisant parfois par l'intermédiaire de la bornite. La chalcocite, qui appartient à la variété digénite, est le minéral le plus abondant de la lignée cuprifère. Elle est généralement très fraîche et n'est que très exceptionnellement recouverte par des placages de ténorite et de cuprite. La chalcocite est parfois remplacée par de la covéllite supergène mais ce phénomène est également peu fréquent.

La chalcocite se présente en exsolution ou en inclusions graphiques dans la pentlandite (planche XI, 24 et 25). Elle forme également de petits grains renfermant des exsolutions de bornite et généralement associés aux plages de pentlandite : on observe dans ce cas à la frontière de cette dernière avec la chalcocite une frange réactionnelle constituée de millérite et de chalcopyrite (planche XI, 23).

Le cuivre natif s'observe sous la forme de très fines inclusions dans la cuprite (planche XI, 25) et résulte vraisemblablement, dans ce cas, de l'évolution supergène des sulfures de cuivre. Le cuivre natif forme aussi de petits granules accolés à — ou inclus dans — la chalcocite. Etant donné les relations existant entre ces deux minéraux, il est clair que le cuivre natif est de génération sensiblement plus récente.

L'ordre de succession des minéraux cuprifères (fig. 12) traduit également une réduction des teneurs en soufre. Il est donc en harmonie avec celui déduit pour les minéraux de la lignée nickelifère.

Les relations constatées entre ces divers minéraux conduisent à formuler les remarques suivantes (*cf.* GUILLON et SAOS, 1972) :

— la formation des sulfures polymétalliques (pentlandite, vallériite, chalcopyrite) a précédé celle des sulfures monométalliques, plus pauvres en soufre (heazlewoodite, chalcocite). Eux-mêmes ont été relayés, par appauvrissement continu en soufre, par des métaux natifs (awaruite, cuivre natif). Cet appauvrissement en soufre se serait amorcé dans une phase précoce de la cristallisation de la solution sulfurée et se serait très rapidement accusé (fig. 13). L'évolution minéralogique traduit donc le déséquilibre existant entre la proportion du soufre et celle des métaux ;

— le stade de formation des sulfures de cuivre est restreint et tardif par rapport à celui des sulfures nickelifères (fig. 12).

Les sulfures de fer sont très rares. A l'exception de quelques grains de pyrrhotite (planche X, 21), ils sont représentés par de la mackinavite qui forme de fines exsolutions dans la pentlandite. Leurs règles de distribution et leurs relations avec les sulfures nickelifères et cuprifères n'ont pu, par conséquent, être reconnues. La faible fréquence de la pyrrhotite, qui est le premier minéral à se séparer de M.S.S. vers 1 200 °C (CRAIG et KULLERUD, 1969), pourrait s'expliquer par le fait que les conditions thermiques n'ont pas permis la coexistence de ce minéral avec une solution riche en nickel et donc que l'immiscibilité de la phase sulfurée est intervenue à des températures sensiblement plus basses (*cf.* § A.6).

Etant donné les proportions relatives des différents sulfures et métaux natifs, la composition de cette phase sulfurée serait approximativement :  $(\text{Fe}_{0,28}\text{Ni}_{0,46}\text{Cu}_{0,02})\text{S}_{0,24}$ . On peut donc parfaitement concevoir qu'elle ait été initialement — c'est-à-dire à de hautes températures (*cf.* § A.6) — en équilibre avec le bain silicaté (*cf.* NALDRETT et GASPARRINI, 1971).

La répartition des sulfures et des métaux natifs ainsi que les variations de leurs proportions relatives, que ce soit dans le profil de la séquence élémentaire ou dans celui de cet ensemble lithologique, ne s'expliqueraient pas si les minéraux ferro-magnésiens avaient été redistribués, par exemple à la suite de la recristallisation d'un ensemble ultrabasique préexistant. Tout au contraire les faits qui viennent d'être exposés contribuent à montrer que les cristaux d'enstatite, auxquels les sulfures et les métaux natifs sont associés, se sont formés directement à partir d'un bain silicaté et dans un stade plus tardif que celui durant

lequel s'est développée la cristallisation du péridot (fig. 12). Ils confirment donc le processus dont nous avons envisagé antérieurement la possibilité (§ A.3).

Les sulfures et métaux natifs peuvent être considérés comme un produit d'exsudation du magma. Ils représentent des disséminations primaires formées par condensation d'une solution résiduelle, empri-

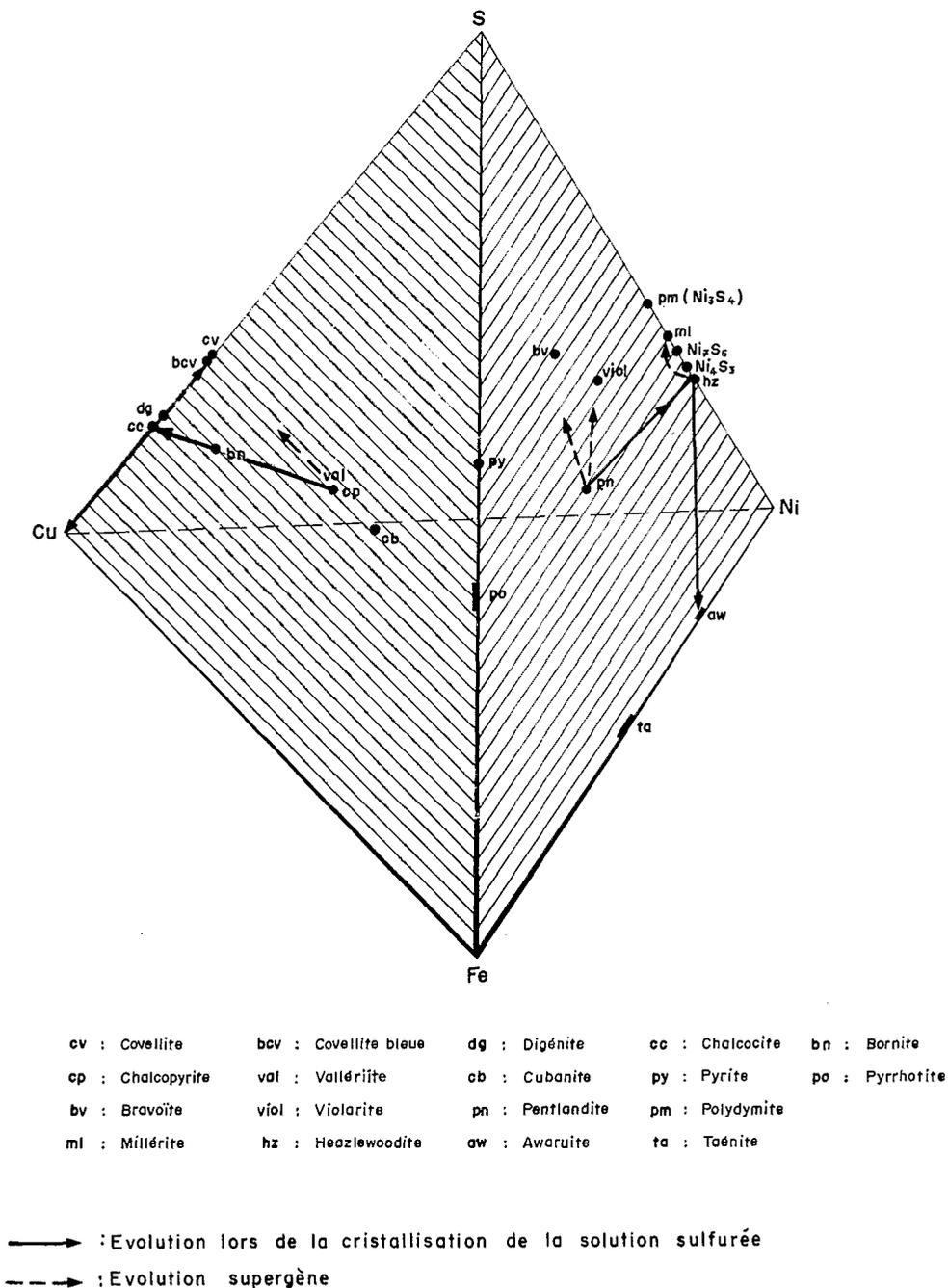


FIG. 13. — Phases du système Fe - Ni - Cu - S (d'après CRAIG and KULLERUD, 1969) (repris de GUILLON et SAOS, 1971).

sonnée dans ou entre les minéraux ferro-magnésiens. L'individualisation de cette phase sulfurée aurait eu lieu à haute température, vraisemblablement avant que s'achève la cristallisation du spinelle chromifère et de l'enstatite, peut-être également du périclote. Cette solution aurait cristallisé à basse température, lors des étapes préliminaires de la serpentinitisation.

Durant l'autohydratation des roches il s'est produit une libération partielle du fer et du nickel des silicates. Ce phénomène a conduit à la formation de granules de magnétite ainsi que de petits cristaux, remarquablement automorphes, d'awaruite qui s'observent dans les travées serpentineuses. Une déstabilisation partielle des sulfures eut lieu également au cours de la serpentinitisation. Leurs éléments se sont recombinaés et ont cristallisé sous le contrôle de tensions. Ce processus serait à l'origine des longues veines sulfurées, de quelques dizaines de microns d'épaisseur qui se disposent, selon une ou deux directions préférentielles, dans les zones serpentinitisées des roches ultrabasiqes. Elles sont constituées principalement de pentlandite mais on y reconnaît aussi parfois de la chalcocite et de la millérite (planche XIII, 27).

Ces sulfures secondaires remplissent les fractures qui affectent les silicates et le spinelle chromifère (planche XII, 26 a et XIII, 28). Ils enrobent parfois ces minéraux en épousant leurs défauts structuraux (planche IX, 19 a) et peuvent aussi épigéniser les zones serpentinitisées des cristaux de périclote (planche IX, 19 c).

On distingue donc deux stades de formation des sulfures cupronickelifères. La première génération de sulfures s'est individualisée au cours des premières étapes de la serpentinitisation, et peut-être après la phase de déformation ayant affecté les silicates. Il s'agit de sulfures syngénétiques, résultant de la cristallisation d'une solution résiduelle dans laquelle le volume de soufre était largement déficitaire par rapport à celui des éléments métalliques. La seconde est postérieure à la serpentinitisation et provient d'un remaniement partiel des sulfures primaires. Cependant les effets de ce phénomène sont faibles et se limitent aux zones lithologiques dans lesquelles les sulfures primaires sont présents.

#### LES MINÉRAUX HYDRATÉS

Les roches de cet ensemble ont subi une phase d'autohydratation durant laquelle se sont individualisés des minéraux serpentineux. Ceux-ci sont abondants et représentent souvent près de 50 % de la roche.

Les minéraux serpentineux se sont développés aux dépens des deux silicates. Le périclote paraît avoir été le plus sensible à cette autohydratation. Il est remplacé par de la lizardite qui se présente en petites fibres, disposées en travées ou remplissant les zones corrodées et les dislocations des cristaux de périclote. Des grains de magnétite et de petits cristaux d'awaruite lui sont associés.

L'étude du système  $MgO-SiO_2-H_2O$  révèle que la lizardite s'est formée par action de la vapeur d'eau sur la forstérite, à des températures inférieures à 400°. Ce phénomène eut pour conséquence la libération du fer et du nickel contenus dans le périclote. Ces éléments se sont combinés pour constituer de l'awaruite qui est une des formes sous lesquelles se présente le nickel dans les zones serpentinitisées. Le fer en excès a cristallisé pour former de la magnétite qui s'observe en petits grains et en pellicules très fines, jalonnant les travées serpentineuses ou en zones irrégulières enveloppant les cristaux de spinelle chromifère.

L'orthopyroxène est épigénisé par de la bastite. Ce minéral auquel est associé du talc, qui résulte de l'altération du pyroxène, se présente en fibrilles le long des plans de clivage et des fractures de l'enstatite. Les cristaux d'orthopyroxène sont parfois remplacés à leur périphérie ainsi que le long des zones de fractures par du clinocllore et (ou) par de l'anthophyllite. Cependant, ces minéraux sont peu fréquents et ne s'observent que dans les roches riches en pyroxène situées à proximité de sills de roches acides (cf. chap. V). Il est donc possible qu'ils soient dus à la transformation de l'enstatite par des fluides hydrothermaux.

Les roches de cet ensemble contiennent également de longues fibres d'antigorite et de chrysotile qui se développent le long des plans de cisaillement, matérialisant ainsi des joints serpentineux, générale-

ment obliques sur le litage primaire. Ces minéraux résultent de la transformation cataclastique des roches ultrabasiques qui s'est produite lors de leur mise en place ou consécutivement à des réajustements tectoniques plus tardifs. Leur formation est postérieure à celle des minéraux serpentiniteux apparus au cours de la phase d'autohydratation. Celle-ci représente un phénomène tardi-magmatique dont aucun indice ne permet de supposer qu'il ait pu avoir lieu dans des conditions de faible profondeur.

## 6. Géochimie des éléments en traces - Le problème du nickel

Les teneurs en éléments-traces des roches de la masse péridotitique principale sont fonction de leur composition modale. Cependant, elles ne varient, en règle générale, que dans des limites très restreintes dans le profil de cet ensemble.

Le nickel est l'élément le plus abondant et celui dont l'étude géochimique dans cet ensemble revêt un intérêt particulier. Signalons tout d'abord que les études qualitatives à la microsonde électronique effectuées sur ce matériel ont permis de constater que le nickel est uniformément réparti dans le réseau des deux silicates et ne semble pas être préférentiellement disposé, tout au moins dans les roches dépourvues de sulfures nickelifères, dans les fissures et les accidents structuraux de ces minéraux (1).

Comme l'ont montré HÄKLI (1968) et HÄKLI et WRIGHT (1967), la distribution du nickel dans les minéraux ferro-magnésiens apparaissant au cours des étapes successives de la cristallisation d'un bain silicaté, est, contrairement, à celle du fer et du magnésium, contrôlée par la température. Ainsi, selon ces auteurs, le nickel entrerait préférentiellement dans le péridot à de hautes températures et le rapport :  $KD = X_{Ni}^{OPX} / X_{Ni}^{OL}$  augmenterait progressivement au cours d'une chute de température. Ceci expliquerait que dans les roches exemptes de sulfures il ne semble exister aucune règle associant la teneur en nickel et les proportions relatives en fer et en magnésium des deux silicates (fig. 14 et 16). On peut donc considérer l'évolution géochimique du nickel dans les silicates indépendamment de celle de leurs éléments majeurs. En considérant l'ensemble des analyses figurant dans le tableau VII, on relève les tendances suivantes (cf. également GUILLON, 1973 a) :

— dans la séquence appartenant à l'unité supérieure il se produit un enrichissement assez régulier en nickel du péridot depuis les dunites (0,34 %) jusque dans l'horizon basal de pyroxénites à olivine (0,42 %). Il semblerait que l'évolution des teneurs en nickel de l'enstatite, qui sont en moyenne de 0,12 %, soit inverse de celle constatée pour le péridot (fig. 14 et 15). Cependant le nombre d'analyses est trop limité pour que l'on puisse affirmer que le rapport  $KD = X_{Ni}^{OPX} / X_{Ni}^{OL}$  décroît de haut en bas dans le profil de la séquence. La teneur en nickel des roches est fonction des proportions relatives des deux silicates mais ne varie que de façon très modérée. Dans la plus grande partie de la séquence elle se situe aux alentours de 0,35 % et ne chute que dans la mince frange basale correspondant à la zone de ségrégation de l'enstatite où elle n'est que de 0,14 %. Il en est de même du cobalt dont les teneurs sont approximativement dix fois plus faibles que celles en nickel (cf. fig. 17). Le cuivre et le soufre sont, de façon générale, peu abondants (de l'ordre de 20 à 50 µg/g) ;

— dans la séquence de l'unité inférieure, les teneurs moyennes en nickel du péridot et de l'orthopyroxène sont respectivement de 0,310 et 0,065 %. Dans la zone de la séquence qui est dépourvue de sulfures, elles varient peu et sont le plus souvent, inférieures à celles de ces minéraux dans les niveaux lithologiques correspondants de l'unité supérieure. Le rapport  $KD = X_{Ni}^{OPX} / X_{Ni}^{OL}$  semble d'autre part être plus faible que celui relevé dans cette unité (cf. tableau VII). La teneur moyenne en nickel des roches est donc généralement plus faible que dans l'unité supérieure et décroît, en outre, assez régulièrement du haut vers le bas de cette zone (fig. 17). Cette observation se vérifie également pour le cobalt dont la courbe de variation est grossièrement parallèle à celle du nickel (fig. 17). Dans la zone de la séquence où les sulfures sont présents (échantillons N, O et P), il se produit un appauvrissement en nickel, rapide et très prononcé, des deux silicates (fig. 14 et 15) ; les teneurs en nickel du péridot et de l'orthopyroxène atteignent les valeurs respectives de 0,17 et 0,03 % pour une proportion de pentlandite de 0,4 % dans la roche. Cette réduction de la teneur en nickel des deux silicates a été constatée dans tous les échantillons contenant des inclusions sulfurées et paraît être d'autant plus accusée que la proportion des sulfures est plus grande. Ainsi la

(1) Rappelons à ce propos que GONI (1966, pp. 29 et 30) qui a étudié quelques échantillons d'antigorite de Nouvelle-Calédonie indique que le nickel et le cobalt « ne se trouvent pas dans le réseau de l'antigorite mais dans des discontinuités (surtout microfissures) qui traversent ce minéral ». On peut se demander dans quelle mesure cette répartition du nickel ne s'expliquerait pas par la présence de fines veinules sulfurées (cf. § A.5 p. 55).

TABLEAU VII

Teneurs en nickel des deux silicates dans les différentes roches des deux unités de la masse péridotitique principale (d'après GUILLON, 1973a)

Composition modale (1)	Réf. échant.	Péridot		Orthopyroxène		KD Ni $\frac{OL}{OPX}$	% Ni Roche totale (2)	% Ni sous forme sulfurée
		$\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$	$\mu g/g$ Ni	$\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$	$\mu g/g$ Ni			
100 % OL .....	B	0,914	3 450	—	—	—	0,34	
90 % OL - 10 % OPX ..	C	0,916	3 500	0,921*	1 350*	2,5	0,33	
80 % OL - 20 % OPX ..	D	0,912	4 090	0,920	1 400	2,9	0,36	
10 % OL - 90 % OPX ..	F	0,912	4 720	0,915	1 020	4,6	0,14	
5 % OL - 95 % OPX ..	G	0,908	4 200	—	—	—	—	
95 % OL - 5 % OPX ..	H	0,927	4 170	—	—	—	0,39	
90 % OL - 10 % OPX ..	I	0,928	3 380	0,933	780	4,3	0,31	
75 % OL - 25 % OPX ..	J	0,903	3 800	—	—	—	0,28	
75 % OL - 25 % OPX ..	K	0,908	3 100	0,925*	900*	3,4	0,25	
50 % OL - 50 % OPX ..	M	0,910	3 200	0,920*	800*	4	0,20	
50 % OL - 50 % OPX - (0,1 % Pn) .....	N	0,911	2 360	0,915	780	3	0,19	15
50 % OL - 50 % OPX - (0,2 % Pn) .....	O	0,905	1 730	0,916	310	5,5	0,14	50
5 % OL - 95 % OPX - (0,4 % Pn) .....	P	—	—	0,912	300	—	0,16	80

(1) Le spinelle chromifère étant exclu - Pn désigne la pentlandite.

(2) En intégrant les valeurs obtenues pour les deux silicates et en tenant compte de leurs proportions relatives dans les différents échantillons (colonne n° 1).

\* Résultats d'analyses partielles à la microsonde.

— Non déterminé.

teneur en nickel du péridot peut être inférieure à 1 000  $\mu g/g$  dans les pyroxénites les plus riches en disséminations sulfurées (1). Cependant la teneur en nickel des trois échantillons contenant des sulfures se situe aux alentours de 0,15 % ; elle est donc très voisine de celle des roches à fort pourcentage d'enstatite de l'unité supérieure. La teneur en nickel de ces échantillons est par conséquent indépendante de la proportion des sulfures qui y sont présents (2). Par contre leur teneur en cuivre est fonction de la proportion de sulfures et varie entre 100 et 400  $\mu g/g$ . Elle atteint au maximum 800  $\mu g/g$  dans les pyroxénites des séquences les plus basses de l'unité inférieure.

(1) L'augmentation de la proportion globale des sulfures et des métaux natifs qui a été constatée depuis les horizons pyroxénitiques les plus élevés de l'unité inférieure jusque dans ceux de sa partie basale (§ A.5) s'accompagne d'une légère réduction de la teneur en nickel de ces minéraux. Il semblerait donc que le coefficient de distribution de cet élément dans les silicates et les sulfures tende à s'abaisser dans ce sens (cf. CLARK et NALDRETT, 1972).

(2) La teneur en nickel des échantillons de pyroxénites les plus riches en sulfures pouvant atteindre 0,7 %, il y a donc lieu de ne pas généraliser cette remarque.

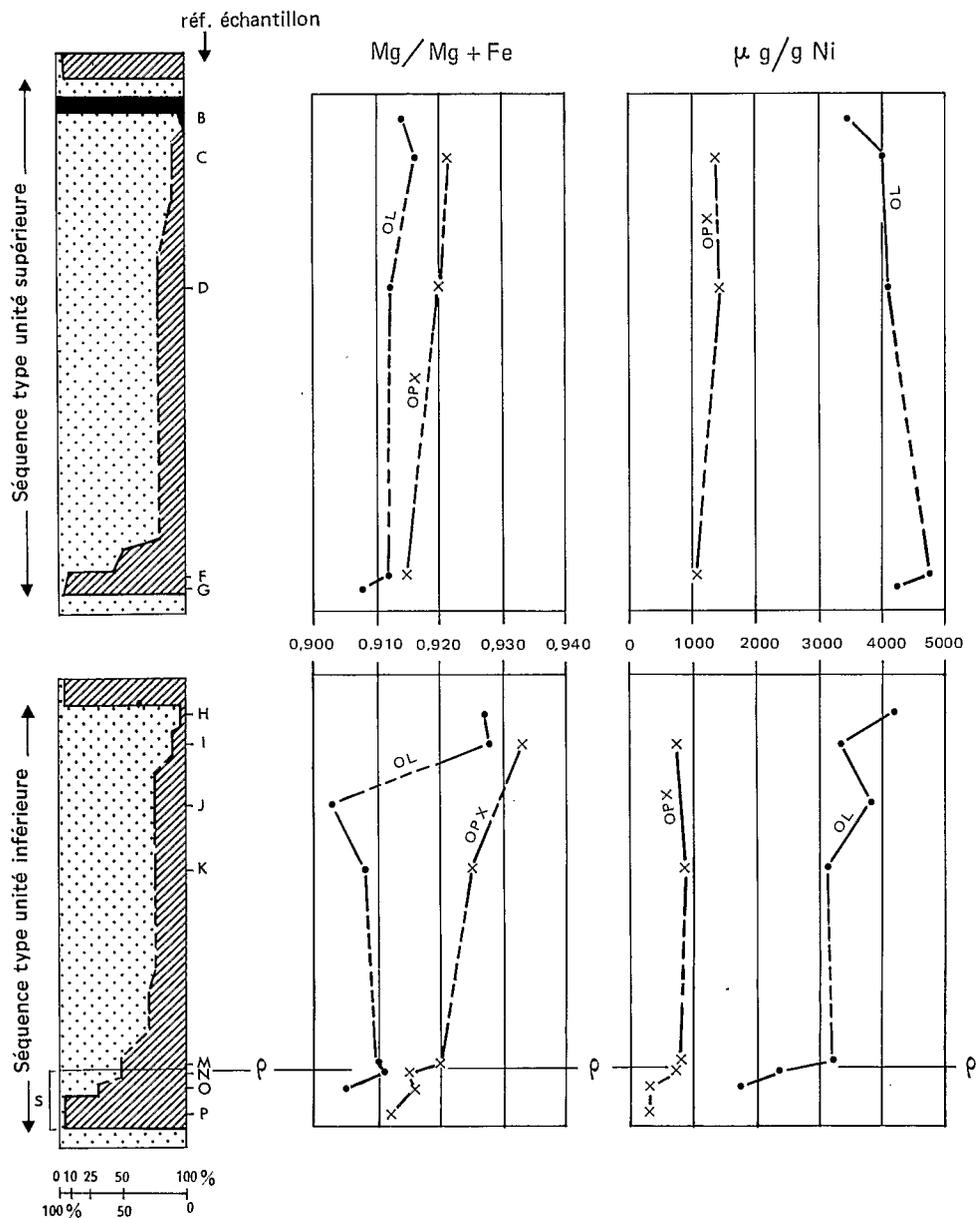


FIG. 14. — Variations des teneurs en nickel et du rapport Mg/Mg+Fe du péridot et de l'orthopyroxène dans la séquence lithologique élémentaire des deux unités composant la masse péridotitique principale (d'après GUILLON, 1973a).

*s* : zone de la séquence où les sulfures nickelifères (pentlandite essentiellement) sont présents.

$\rho$  : seuil d'apparition des sulfures.

NB : pour les symboles de la colonne lithologique se reporter à la figure n° 9.

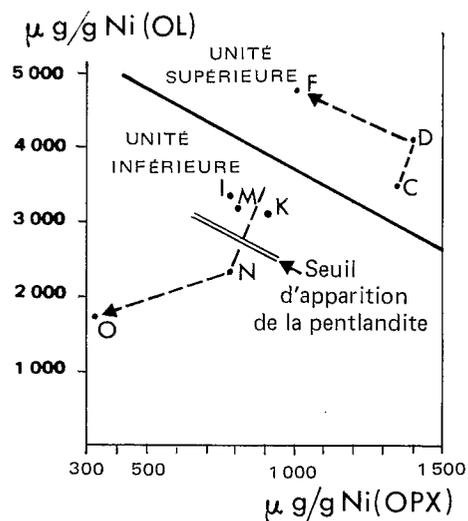


FIG. 15. — Variations corrélatives des teneurs en nickel du péridot et de l'orthopyroxène dans les différents échantillons (cf. tableau VII).

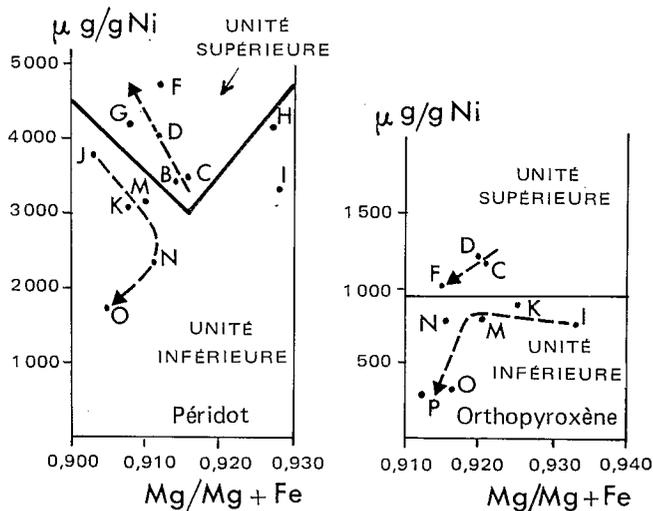


FIG. 16. — Variations des teneurs en nickel du péridot et de l'orthopyroxène en fonction des valeurs du rapport Mg/Mg+Fe.

NB : sur ces deux figures la ligne discontinue traduit l'évolution suivie depuis le sommet jusqu'à la base de la séquence élémentaire des deux unités.

En résumé, dans l'unité supérieure le nickel est uniquement présent (comme tout conduit à le penser) dans le réseau des silicates. Il en est également ainsi dans la grande majorité des roches de l'unité inférieure. Cependant, dans la zone basale, riche en enstatite, de chaque séquence de cette unité, il s'exprime préférentiellement sous forme sulfurée ; les deux silicates sont alors appauvris en nickel.

De façon générale la masse péridotitique principale est caractérisée, comme tous les appareils ultrabasiques des orogènes récents, par un rapport Ni/Cu élevé et par un déficit en soufre (1). Les autres éléments qui sont parfois présents dans les roches ultrabasiques, sont peu abondants ; il en est en particulier ainsi du platine et du palladium dont les teneurs sont de quelques centièmes de  $\mu\text{g/g}$  dans les roches de cet ensemble (2).

On peut, grâce aux éléments en traces, tenter de préciser l'évolution géochimique durant la différenciation de cet ensemble. La plus grande partie des roches qui le composent a cristallisé, alors que la pression partielle de soufre était extrêmement faible ou nulle. Le nickel a été alors mobilisé, dans une proportion dépendant de la température, par la formation des deux silicates. Le bain à partir duquel se sont individualisées les roches correspondant aujourd'hui à la partie inférieure de cette masse contenait une faible proportion de soufre. A de hautes températures, celle-ci était en équilibre avec les minéraux ferro-magnésiens en voie de formation. La plus grande partie du nickel disponible était alors progressivement utilisée par l'édification des silicates. Etant donné l'affinité particulière du nickel pour le soufre, ces deux éléments se sont associés, à une température plus basse, pour former une solution qui s'est séparée du bain silicaté (cf. NALDRETT *et al.*, 1967). Il faut envisager, afin de rendre compte des faibles teneurs

(1) En ce qui concerne le déficit en soufre, on ne peut prétendre que ces appareils s'opposent par ce caractère aux complexes ultrabasiques anciens, le soufre nécessaire à la formation des amas sulfurés qui accompagnent parfois ces derniers pouvant être — en tout ou en partie — exogène (cf. GUILLON, 1973c).

(2) Analyses spectrométriques réalisées dans les laboratoires AMDEL à Adelaïde.

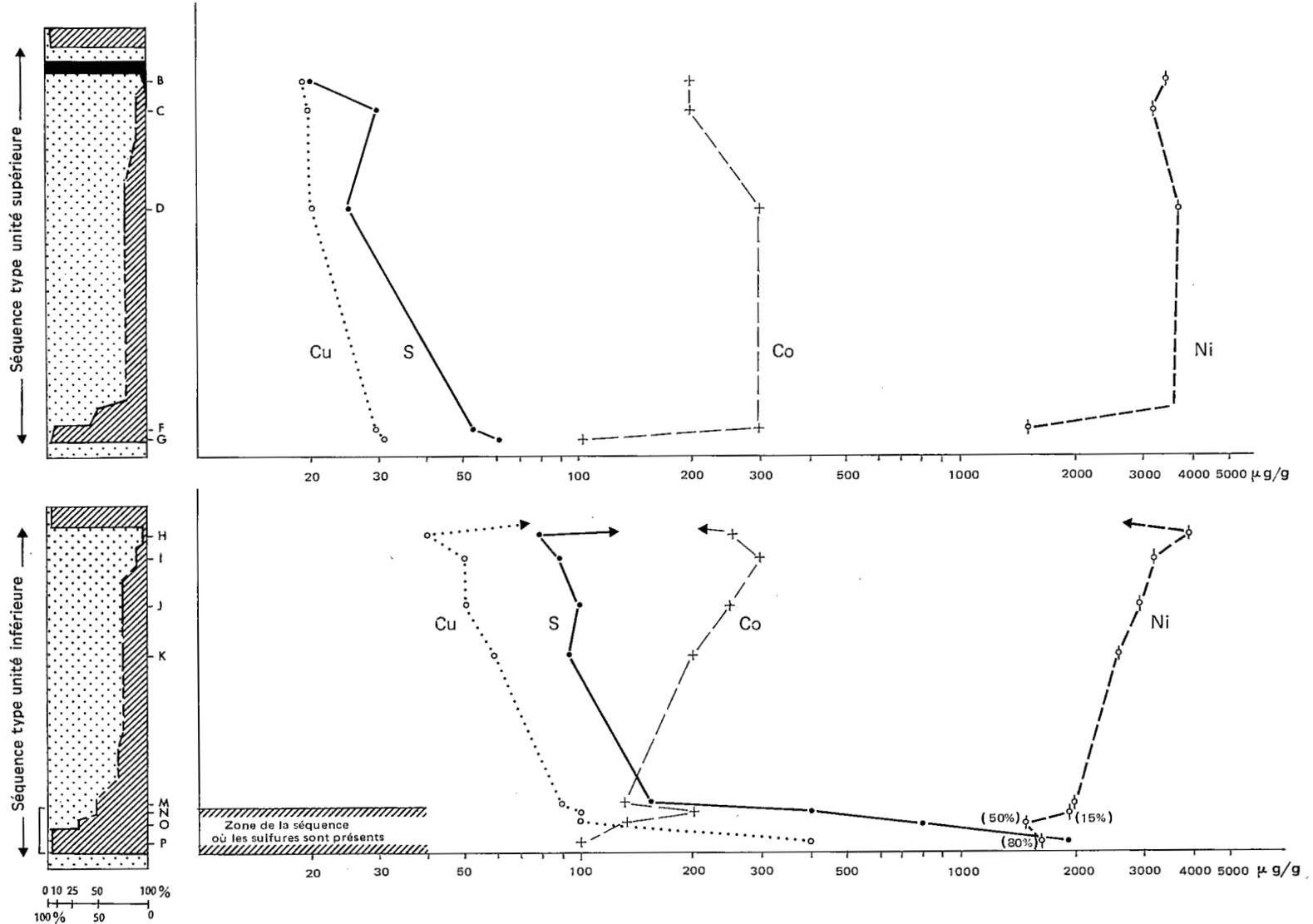


FIG. 17. — Courbes de variations des teneurs en soufre, nickel, cobalt et en cuivre des roches dans chaque séquence représentative des deux unités composant la masse péridotitique principale.

Les chiffres placés entre parenthèses désignent la proportion de nickel sous forme sulfurée (cf. tableau VII).

Co et Cu ont été déterminés par absorption atomique, le soufre au four à induction et le nickel en intégrant les valeurs obtenues pour les deux silicates (cf. tableau VII).

NB : pour les symboles de la colonne lithologique se reporter à la figure n° 9.

en nickel des deux silicates dans la zone où les sulfures sont présents, que les gouttelettes de cette solution sulfurée se sont individualisées avant que la cristallisation du péridot et de l'orthopyroxène ne fut totalement réalisée. La distribution du nickel entre les sulfures et les silicates était alors régie par la fugacité de l'oxygène et la pression partielle de soufre. L'absence de magnétite dans ces roches, les très faibles proportions en fer ferrique du spinelle chromifère révèlent que la fugacité de l'oxygène jouait, au stade où s'est produit l'immiscibilité de la solution sulfurée et du bain silicaté, un rôle tout à fait mineur. Le nickel se partageait donc entre la solution sulfurée et les silicates, dans une proportion déterminée par le volume de soufre auquel il était en mesure de s'associer. Celui-ci était, comme le montre la paragenèse de l'ensemble formé par les sulfures et les métaux natifs (§ A, 5), largement déficitaire par rapport au volume de nickel encore disponible à ce stade. Il subsistait donc après la séparation de la solution sulfurée un résidu de nickel qui aurait été absorbé par les silicates dont la cristallisation s'achève. La solution sulfurée aurait cristallisé à basse température, donnant naissance à des sulfures nickelifères et, dans un stade tout à fait tardif de leur formation, à des sulfures cuprifères et à du cuivre natif (*cf.* § A.5).

Ce processus implique donc que les cristaux de péridot et d'orthopyroxène auxquels sont associés les sulfures nickelifères sont de génération tardive et rend très vraisemblable l'hypothèse selon laquelle les ségrégations pyroxénitiques seraient de formation sensiblement plus récente que les roches à fort pourcentage de péridot (*cf.* § A. 3 et A. 4).

Si l'individualisation de la solution sulfurée permet de rendre compte de l'appauvrissement en nickel des deux silicates dans la zone où les sulfures sont présents, elle ne peut par contre expliquer que dans les roches de l'unité inférieure, qui en sont exemptes, les deux silicates présentent généralement des teneurs en nickel inférieures à celles de ces minéraux dans les niveaux lithologiques correspondants de l'unité supérieure. En effet, ce phénomène est très limité et ne conduit pas à une concentration du nickel dans la zone où les sulfures sont présents. Les teneurs légèrement plus faibles en nickel des deux silicates, donc des roches, dans l'unité inférieure semblent donc bien refléter une des variations de la composition du bain originel (1).

Les variations des teneurs en nickel que l'on constate à grande échelle dans cette masse doivent vraisemblablement contribuer à expliquer celles des sols ferrallitiques qui en dérivent par altération. Un examen préliminaire des ferrallites primaires — c'est-à-dire de sols peu remaniés résultant de la désagrégation de saprolites, dans lesquelles la structure de la roche est encore reconnaissable — nous a conduit à constater que celles présentant les plus fortes teneurs en nickel dérivent des roches appartenant à l'unité supérieure. Cette observation a pu être faite à propos des districts miniers de Thio, Kouaoua et Poro, dans la zone orientale de l'île, de ceux des massifs du Koniambo, du Tiebaghi et du Boulinda, sur la côte occidentale ainsi que dans le massif du sud et notamment dans la région s'étendant entre les monts Dzumac et la vallée de la Tontouta. Par contre les ferrallites situées à l'aplomb des roches de l'unité inférieure présentent toujours des teneurs en nickel beaucoup plus faibles : il en est, par exemple, ainsi pour les concessions minières « Réserve » et « Mammouth » (ouest de Canala) et pour les concessions « Française » au sud de Poro.

De nombreux autres facteurs pouvant entrer en jeu, comme la géomorphologie et le lessivage du profil d'altération, nous ne cherchons pas à conclure, mais tout au plus à suggérer une orientation à des recherches éventuelles, celles-ci devant permettre de préciser l'influence de la roche mère dans le processus de la concentration supergène du nickel.

---

(1) Cette remarque doit être rapprochée de celle donnant lieu à la note infrapinale (1), p. 57.

## 7. Zonalité de cet ensemble

La masse péridotitique principale se présente comme un ensemble stratiforme peu différencié. Néanmoins il est possible de dégager de l'exposé précédent plusieurs faits se rapportant à des variations minéralogiques et chimiques qui se produisent à grande échelle dans le profil de cette ensemble.

L'existence de disséminations sulfurées dans sa partie basale a permis d'introduire une coupure et de subdiviser cette masse en deux unités lithologiques (GUILLON et SAOS, 1971 et 1972) : une unité inférieure (ou unité 1) caractérisée par la présence de sulfures et de métaux natifs, une unité supérieure (ou unité 2) riche en concentrations chromifères (cf. § A. 1).

L'unité inférieure dont la puissance est de quelques centaines de mètres dans le massif du sud, atteint 1 500 m dans la zone péridotitique qui s'étend sur la côte orientale de l'île (cf. fig. 6). Elle présente les caractères suivants :

- les séquences lithologiques sont peu épaisses et sont toujours plus riches en pyroxène que celles de l'unité supérieure ;
- le degré de ségrégation des minéraux ferro-magnésiens est le plus souvent très faible ;
- le spinelle chromifère est peu abondant et ne donne lieu que très exceptionnellement à des concentrations. Celles-ci sont toujours de dimensions très restreintes ;
- de façon générale, les teneurs en nickel du péridot et de l'enstatite sont légèrement plus faibles que celles relevées dans l'unité supérieure ;
- le spinelle chromifère est plus riche en aluminium et, en moindre part, en magnésium que celui présent dans l'unité supérieure.
- l'orthopyroxène présente des teneurs en aluminium légèrement plus élevées que dans l'unité supérieure.

L'unité inférieure révèle des variations propres. Celles-ci concernent essentiellement la teneur globale et les proportions relatives des minéraux cupro-nickélifères :

- la proportion des sulfures et des métaux natifs de chaque séquence de cette unité croît légèrement de haut en bas, donc conformément à la variation constatée dans une même séquence lithologique (cf. § A, 5) ;
- dans les roches à fort pourcentage d'enstatite la proportion des sulfures cuprifères et du cuivre natif, rapportée à celle des sulfures nickélifères et de l'awaruite croît dans ce même sens et atteint 5 % dans les séquences les plus basses de cette unité. Cet enrichissement *per descensum* en cuivre qui a été constaté dans la zone côtière orientale et en particulier dans la région du pic Me Aïeu, à l'ouest de Canala, constitue incontestablement une des principales anomalies de cet ensemble.

L'unité inférieure passe progressivement et en continuité à l'unité supérieure. Cette unité, dont la puissance peut être estimée à 2 000 m, forme la part prépondérante des massifs néo-calédoniens. Elle présente les caractères suivants :

- les séquences lithologiques sont généralement plus épaisses et sont, en outre, plus riches en péridot et en chromite que celles de l'unité inférieure ;
- le degré de ségrégation des minéraux ferro-magnésiens est souvent plus accusé que dans la partie basale de cette masse. Les dunites y forment, plus particulièrement au sommet de cette unité, des niveaux souvent épais. Ceux-ci contiennent des amas de chromite massive, allongés conformément au litage. Ainsi les principales concentrations lenticulaires de chromite du massif du sud, à savoir celles affleurant dans les régions du pic Vulcain (vallée de la Tontouta) et des monts Dzumac ainsi que dans le secteur occidental de la baie de Prony, sont disposées dans la partie supérieure de cette unité (cf. coupes GH et KL, carte h.t. n° 2).
- le spinelle chromifère disséminé dans les roches de cette unité est pauvre en aluminium et en fer ; il est, en outre, caractérisé par de fortes teneurs en chrome ;
- les deux silicates, dont la composition ne varie que de façon très modérée dans le profil de cet ensemble, présentent cependant des teneurs en nickel sensiblement plus élevées dans l'unité supérieure.

Les distinctions existant entre ces deux unités permettent d'esquisser le schéma zonéographique de cette grande masse ultrabasique. Ce schéma est principalement caractérisé par la répartition des concentrations oxydées au toit et des disséminations sulfurées à la base de cet ensemble (fig. 18).

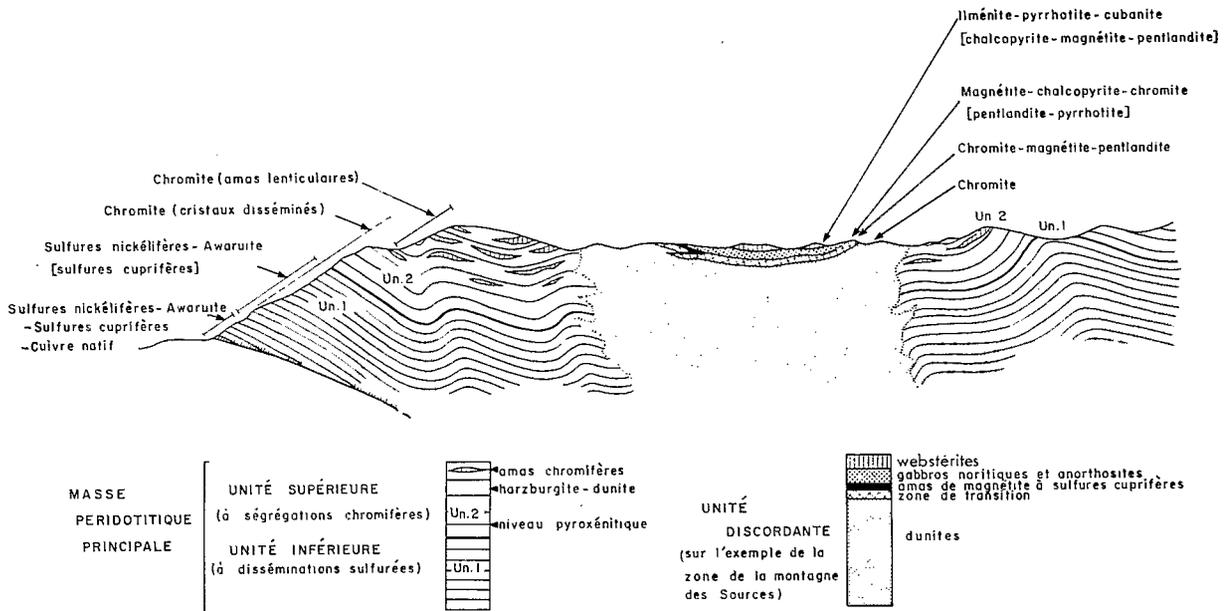


FIG. 18. — Distribution des minéraux non silicatés dans les deux ensembles lithologiques du grand massif péridotitique du sud (repris de Guillon et Saos, 1972).

NB : classement par ordre d'importance décroissante. Ceux qui ne sont qu'accessoires figurent entre crochets.

On ne peut formuler aucune conclusion en comparant à ce propos cette masse aux appareils stratifiés des vieux socles. En effet, il n'existe pas de règle de portée générale concernant l'ordre de distribution de la chromite et des sulfures dans les grands lopolithes à roches basiques et ultrabasiques. Si dans le Bushveld les sulfures se concentrent dans un horizon plus élevé de la zone de transition que la chromite, par contre dans le Stillwater (PAGE, 1971) ces minéraux sont associés et présents dans une même fraction lithologique de l'appareil. D'autre part ces minéraux sont distribués dans des roches de composition différente de celles de la grande masse ultrabasique néo-calédonienne. La comparaison de celle-ci avec les appareils stratifiés n'est donc pas, à cet égard, significative.

Par contre on ne peut rendre compte, étant donné la distribution des minéraux constitutifs (*cf.* § A.1), de l'association, d'une part des sulfures et des ségrégations pyroxénitiques, d'autre part de la chromite et des cumulats péridotiques, si les roches se disposaient dans le profil de cette masse selon leur ordre d'apparition au cours de la cristallisation fractionnée d'un bain silicaté ferro-magnésien. Cette raison nous a conduit précédemment à envisager la possibilité d'un renversement structural de cet ensemble ultrabasique (GUILLON et SAOS, 1972).

Les variations de la composition chimique des minéraux cardinaux et celles de la paragenèse de la phase sulfurée sont en harmonie avec cette hypothèse. Celle-ci offre, en outre, l'attrait d'expliquer qu'en Nouvelle-Calédonie l'ordre de superposition des basaltes et des péridotites soit contraire à celui constaté par ailleurs dans la chaîne alpine (*cf.* GUILLON, 1972). Ce trait par lequel l'appareil néo-calédonien se distingue fondamentalement du modèle ophiolitique, largement répandu dans le monde, pourrait être dû au fait qu'ici les roches ultrabasiques et les basaltes sous-jacents représenteraient le flanc inverse d'un grand pli couché, impliquant des matériaux appartenant aux zones profondes de la lithosphère (*cf.* chap. VII). En Nouvelle-Calédonie, comme en Nouvelle-Guinée, il existe cependant entre les basaltes et les péridotites une discontinuité structurale et, de ce fait, on doit admettre que leurs mises en place

respectives sont deux processus chronologiquement distincts. L'ordre de superposition de ces roches ne représente donc pas, à l'égard de l'hypothèse que nous avons envisagée, un argument probant.

Si les faits mis en évidence peuvent être compris dans l'hypothèse d'une inversion structurale de cette masse péridotitique, par contre la présence au sein de celle-ci d'un ensemble composé de roches basiques et ultrabasiques, qui, comme nous le verrons plus loin (§ B.II), est en position normale, rend cette explication très difficile à concevoir. Cette hypothèse ne pourra être examinée qu'à la lumière de faits nouveaux, permettant de préciser les stades d'évolution de l'appareil néo-calédonien. Son intérêt actuel est de souligner la complexité que peuvent présenter les grands complexes ultrabasiques polyphasés de la chaîne alpine.

## 8. Les points clefs

L'étude de cet ensemble qui constitue la part prépondérante de l'appareil néo-calédonien a conduit à mettre en évidence plusieurs faits marquants dont le bilan peut être ainsi retracé :

- les massifs ultrabasiques recouvrent un ensemble de terrains plissés comprenant des basaltes tholéitiques, d'âge éocène supérieur ou oligocène inférieur et des formations sédimentaires dont l'âge est compris entre le Permien et l'Eocène supérieur ;

- le contact basal de ces massifs est souligné par une frange serpentineuse, souvent épaisse, qui contient des enclaves des terrains sous-jacents. Ce contact est horizontal ou à pendage modéré ; cependant sur la côte orientale de l'île, il plonge vers le NNE sous un angle accusé ;

- tout porte à croire que les massifs ultrabasiques sont en contact tectonique avec les formations de leur substratum. Ils se seraient mis en place à l'Oligocène, dans une phase terminale de l'orogénèse alpine, à partir d'une zone de subduction située au nord-est de l'île ;

- la masse péridotitique principale se présente comme un épais édifice de harzburgites à intercalations dunitiques et pyroxénitiques, contenant localement des concentrations de chromite. Ces roches se disposent en une succession rythmique ;

- cette masse présente un litage très net. Celui-ci est discordant sur le contact basal des massifs ;

- généralement cet ensemble n'est pas plissé dans le détail et n'est que très modérément déformé. Le litage dessine des ondulations à grand rayon de courbure, légèrement déversées vers le SSW. Le déversement des structures est plus accusé dans la partie frontale des massifs. Sur la côte occidentale et surtout dans le secteur côtier oriental il est vraisemblable que se soient produits des écaillages ;

- Le plus souvent les roches de cet ensemble sont peu déformées et présentent l'aspect de cumulats, ceux-ci s'observant plus spécialement dans sa partie sommitale. Cependant elles peuvent montrer localement, notamment sur la côte occidentale et dans le secteur oriental, une structure blasto-mylonitique. Les déformations sont de faible ampleur et laissent généralement subsister les caractères primaires de la différenciation ;

- les roches de cet ensemble sont riches en magnésium. Elles sont, en outre, caractérisées par des teneurs extrêmement faibles en aluminium, en calcium et en alcalins ;

- elles sont composées de péridot forstéritique, d'enstatite et d'un spinelle chromifère riche en chrome, ces minéraux montrant entre eux des réactions d'équilibre. Des sulfures cupro-nickelifères et des métaux natifs sont présents dans les roches riches en pyroxène. Les seules variations minéralogiques constatées concernent un enrichissement en aluminium du spinelle et de l'orthopyroxène, une légère réduction des teneurs en nickel des deux silicates ainsi qu'un enrichissement en minéraux cuprifères dans la partie basale de cet ensemble ;

- cette masse présente une zonalité verticale. La répartition des amas chromifères dans sa partie supérieure et des disséminations sulfurées à sa base, en représente le caractère le plus remarquable.

Ces faits définissent la masse péridotitique principale comme un appareil stratiforme faiblement déformé. Son originalité par rapport à l'ensemble des complexes ultrabasiques de la chaîne alpine ne peut, dans l'état actuel des connaissances, être parfaitement comprise. On peut cependant tenter de regrouper ces données en une évolution cohérente.

Le problème fondamental concerne l'origine de cet ensemble. Ses caractéristiques chimiques et son architecture particulière, notamment l'existence de ce que nous pouvons interpréter comme des structures de cumulats préservées, suggèrent que cette masse ultrabasique est le produit de la différenciation d'un mélange silicaté, vraisemblablement opérée dans des conditions de pressions relativement élevées.

Etant donné l'assemblage minéralogique de cet ensemble et le fait qu'il soit déprimé en aluminium, en calcium et en alcalins, il est improbable que la différenciation de ce magma ait pu se dérouler dans les zones les plus profondes du manteau, c'est-à-dire dans un milieu où règnent de très fortes pressions. Par contre, les données de la pétrologie expérimentale (GREEN et RINGWOOD, 1967 a ; O'HARA 1965 et 1968) et toutes les informations se rapportant à la nature, à la structure et aux conditions physiques de la lithosphère (*cf.* en particulier DEWEY et BIRD, 1971) convergent pour montrer que la croûte océanique et les parties élevées du manteau se sont vraisemblablement formées par différenciation magmatique. De ce fait un grand nombre d'auteurs estiment actuellement que la croûte et ce manteau « résiduel », qui se distinguerait du manteau « primaire » par des teneurs en aluminium plus faibles et par des valeurs plus élevées du rapport Sr 87/Sr 86 (*cf.* BONATTI *et al.*, 1970), constituent le milieu dans lequel se sont individualisées les roches des grands complexes ophiolitiques des zones orogéniques.

Les minéraux ferro-magnésiens ont pu se séparer du bain silicaté à de hautes températures, conformément au processus dont les appareils ophiolitiques stratifiés de Ligurie (BEZZI et PICCARDO, 1971) et de la chaîne appalachienne (CHURCH et STEVENS, 1970 ; CHURCH, 1972 ; DEWEY et BIRD, 1971) offrent l'illustration. Afin de rendre compte de la distribution de ces minéraux dans cet ensemble, on peut envisager que se produisait dans ce bain une légère variation cyclique des conditions thermiques de la cristallogénèse, due vraisemblablement à des brassages et à des courants convectifs.

Or la masse péridotitique principale est profondément différente du modèle ophiolitique. D'une part les roches ultrabasiques ne sont pas accompagnées de roches feldspathiques. Il n'existe, en effet, aucune preuve que les basaltes néo-calédoniens soient génétiquement liés aux roches de cet ensemble. De plus le volume de ces roches rapporté à celui des basaltes est beaucoup trop élevé pour que l'on puisse considérer ces derniers comme l'un des termes de la différenciation de ce magma hypothétique. D'autre part, cet ensemble ne comporte pas de roches à clinopyroxène et à plagioclase qui dans les complexes ophiolitiques assurent la transition entre les péridotites et les gabbros. On peut toutefois interpréter les variations minéralogiques et chimiques relevées dans la partie inférieure de cette masse comme les signes précurseurs d'une évolution lithologique. Il faudrait alors concevoir que seules les parties les plus basiques d'un ensemble qui comprenait initialement des termes feldspathiques aient été entraînées à la surface de la lithosphère, à la suite de bouleversements tectoniques (*cf.* chap. VII).

Les terrains qui forment le substratum des massifs n'étant pas métamorphisés, les preuves d'un métasomatisme calcique, qui s'exprime habituellement par une auréole ou des inclusions rodingitiques dans la semelle serpentineuse des massifs, faisant défaut, on pourrait conclure que cette masse s'est mise en place à l'état solide. Il est alors difficile d'expliquer qu'elle soit peu déformée. Au contraire, cette masse révèle une structure simple qui se résout à des ondulations amples, déversées dans le sens de la poussée. Tout se passe donc comme si elle possédait encore, lors de sa mise en place, une certaine plasticité.

Cet ensemble ultrabasique ayant acquis tous ses caractères architecturaux dans le site où eut lieu son individualisation, on peut envisager qu'il s'est mis en place comme une masse cristalline dont les éléments étaient lubrifiés par un liquide intersticiel (conservant de ce fait l'aptitude à subir des déformations souples) et devenue précocement rigide dans sa partie frontale.

Les effets cataclastiques engendrés par le glissement de cette masse auraient alors été supportés, en plus grande partie, par les terrains de son substratum. Dans cette masse ils n'auraient été ressentis que dans des zones restreintes, limitées à son front et à son plan de chevauchement ainsi que le long de joints consécutifs à des réajustements produits dans les étapes terminales de sa mise en place. Ce processus, qui est le plus compatible avec l'ensemble des faits mis en évidence, avait été en particulier pressenti par GLASSER (1903-4). Nous en analyserons plus loin le mécanisme (*cf.* chap. VII).

## B. L'ENSEMBLE DISCORDANT

Cet ensemble qui est le second élément constitutif de l'appareil ultrabasique néo-calédonien est postérieur à l'individualisation de la masse péridotitique principale. Il est principalement représenté par de grandes cheminées de dunites, auxquelles sont associés des gabbros noritiques et des anorthosites, qui intersectent les structures de cette masse. Dans la masse péridotitique principale se présentent, en outre, des dykes de dunites, dont certains renferment des amas chromifères, et d'orthopyroxénites. Ils s'observent plus spécialement à la périphérie des grands corps dunito-gabbroïques du massif du sud : leur histoire ne peut donc être dissociée.

Des dolérites, présentes dans une des zones de roches feldspathiques de cet ensemble, seront également traitées sous cette rubrique bien qu'aucun argument ne permette de conclure à leur contemporanéité.

### I. LES DYKES DE ROCHES ULTRABASIQUES ET LES AMAS CHROMIFÈRES RECOUPANT LE LITAGE DE LA MASSE PÉRIDOTITIQUE PRINCIPALE

Ceux-ci s'observent principalement dans le massif du sud où ils sont présents à l'intérieur d'une zone de 1 à 4 km de largeur autour des grandes zones dunitiques. Ils sont ailleurs extrêmement rares.

Les dykes de pyroxénites sont, de façon générale, peu fréquents. Nous les avons observés dans le lit de la rivière Ouinné et dans le bassin de la rivière Bleue (carte à 1/50 000 St-Louis), ainsi que dans le lit de la rivière Yaté, à quelques centaines de mètres en aval du barrage (carte à 1/50 000 Yaté). Ils se présentent comme des passées allongées, de quelques décimètres à 2 m de puissance, recoupant le litage de la masse péridotitique principale (fig. 19c). Ces dykes sont de structure pegmatitique : ils sont formés de grands cristaux d'orthopyroxène dont le diamètre est généralement de 2 à 3 cm mais peut atteindre parfois 8 cm. Une faible proportion de forstérite et de spinelle chromifère peut être, en outre, accessoirement présente. L'orthopyroxène est une enstatite dont le rapport  $Mg/Mg+Fe$  est de l'ordre de 0,93 ; sa composition est donc très voisine de celle de l'orthopyroxène des roches de la masse péridotitique principale (*cf.* § A.5).

Les dykes de dunites sont mieux représentés. Ils affectent la forme de cheminées sub-verticales de quelques décimètres à quelques mètres de largeur (*cf.* GUILLON et ROUTHIER, 1971, photo 6) et dont les contours sont rectilignes ou au contraire extrêmement sinueux (fig. 19a et b). Les contacts de ces dykes dunitiques avec les roches de la masse péridotitique principale sont toujours tranchés et sont, en outre, occasionnellement soulignés par une mince frange d'orthopyroxène (fig. 19b). Ce minéral peut être également présent dans la masse des dunites au sein desquelles il forme parfois de fines travées discontinues, conformes au litage de l'encaissant. En outre la cartographie a permis la mise en évidence de dykes dunitiques de grande taille, allongés obliquement sur les structures de la masse péridotitique principale et

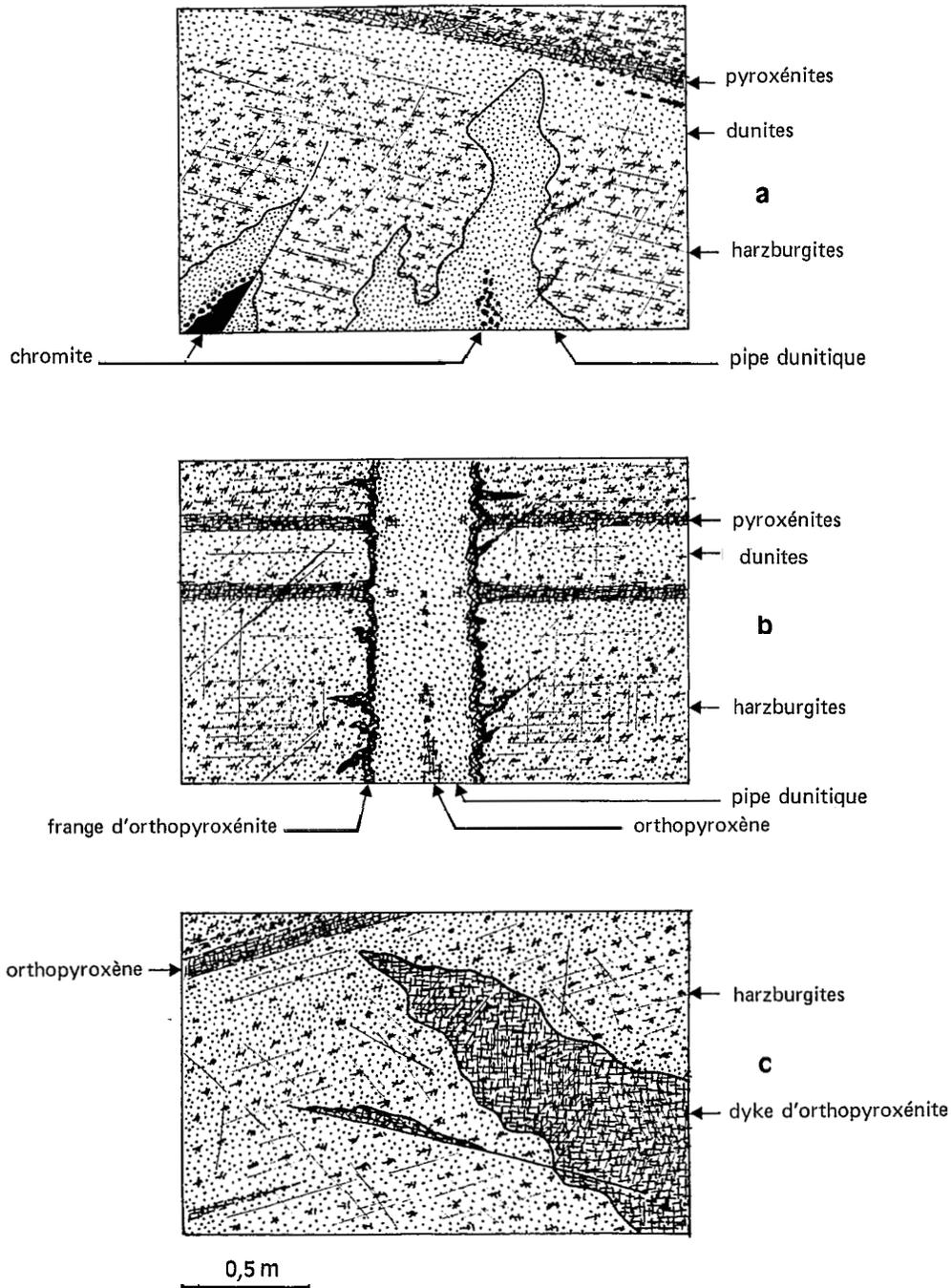


FIG. 19. — Quelques exemples de dykes ultrabasiques discordants sur le litage de la masse péridotitique principale.

- a. lit de la rivière Bleue (carte à 1/50 000 St-Louis)
- b. lit de la rivière Ouinné (carte à 1/50 000 St-Louis)
- c. lit de la rivière Yaté, en aval du barrage (carte à 1/50 000 Yaté).

dont certains représentent des apophyses des grandes zones dunitiques du massif du sud (cf. fig. 7 et carte h.t. n° 2).

Ces dykes sont formés de péridot et de spinelle chromifère. Le péridot présente les mêmes caractéristiques que dans les grands corps dunitiques discordants (§ B.II). Il s'agit d'une forstérite (Fo 91-92) dont la composition est identique à celle du péridot des roches de la masse péridotitique principale. Les seules différences notées par rapport à ce dernier consistent d'une part dans une plus grande hétérogénéité du diamètre des cristaux, d'autre part dans la rareté et la modicité des défauts structuraux. Il est possible que ces dykes dunitiques soient constitués de deux générations de péridot, c'est-à-dire de cristaux résiduels appartenant à la masse péridotitique principale ainsi que de cristaux nés du magma basique qui s'est injecté dans cette dernière ; cette hypothèse n'a cependant pas été confirmée par la mise en évidence de faits probants. Le spinelle chromifère s'y présente en cristaux disséminés, le plus souvent remarquablement automorphes. Dans la zone axiale de certains dykes, ceux-ci sont groupés en essaims ; ils peuvent, à l'extrême, former une zone de chromite massive dont l'axe est, comme celui du dyke dunitique, oblique sur le litage des roches encaissantes (fig. 19a).

Les amas chromifères qui accompagnent les dykes dunitiques sont parfois de grande taille. Ainsi dans le massif du sud, plusieurs d'entre eux ont fait l'objet d'une exploitation. Ils présentent la zonalité suivante : une zone centrale de chromite massive dont l'axe est très redressé et dans laquelle subsistent généralement des cristaux interstitiels de péridot, une zone intermédiaire qui est encore riche en chromite (la proportion de chromite y est de l'ordre de 50 %) mais dans laquelle ce minéral se présente en cristaux dispersés dans le fond péridotique (minerai dit « chrome piqué » ou « chromite léopard » des mineurs néo-calédoniens), enfin un manchon dunitique externe, pauvre en chromite.

Ces amas chromifères à enveloppe dunitique présentent, le plus souvent, une obliquité très accusée par rapport au litage de la masse péridotitique principale. Il semble que leur mise en place ait été contrôlée par des fractures. Ainsi dans le massif du sud ils se disposent en chapelet le long de failles qui affectent, à la périphérie des grandes pipes dunitiques, la masse péridotitique principale. Cette constatation peut être faite, en particulier, sur le pourtour de la grande zone dunitique qui s'étend entre la vallée de la Ouinné et l'embouchure de la rivière des Pirogues (cf. carte h.t. n° 2) où les amas chromifères discordants, comme par exemple ceux des concessions « Alice Louise », « George Pile », « Aiglon », « Emouchet », « G.R. 2H » et « Ste Thérèse » (cf. cartes à 1/50 000 St-Louis et Mont-Dore), s'alignent le long de fractures, disposées de part et d'autre de cette zone dunitique et faisant avec l'axe d'allongement de celle-ci, un angle qui est compris entre 20 et 40°.

La composition du spinelle chromifère de ces amas discordants est différente de celle de ce minéral dans les concentrations lenticulaires situées à la partie supérieure de la masse péridotitique principale (cf. § A.5). Par rapport à ce dernier il est toujours plus pauvre en chrome et plus riche en aluminium (1). Ainsi ses teneurs en chrome sont comprises entre 47 et 52 % ; celles en aluminium sont de l'ordre de 19 % (cf. tableau VIII). Dans ces amas le spinelle présente non seulement un rapport Cr/Cr+Al plus faible que dans les ségrégations chromifères de la masse péridotitique principale mais aussi un rapport Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup> plus élevé (cf. anal. n° 19, tableau VI et anal. n° 28, tableau VIII). Ses caractéristiques chimiques le rapprochent plus du spinelle chromifère disséminé dans les roches de la partie inférieure de cette masse (cf. analyses n° 25 et 26, tableau VI). Aucun lien génétique n'apparaît cependant entre eux.

Les deux modes de gisement des concentrations de chromite dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie, à savoir, d'une part les amas lenticulaires contenus dans la masse péridotitique principale et allongés conformément à son litage, d'autre part les amas discordants, ont été clairement décrits par MARUEJOL et COCHET (1958) et par ROUTHIER (1963, pp. 671-681). En particulier ce dernier auteur signale,

(1) Il présente en outre des teneurs en vanadium plus élevées que le spinelle des amas de la masse péridotitique principale (respectivement 1 000 et 600 µg/g).

TABLEAU VIII

*Composition chimique du spinelle chromifère dans les amas discordants*

Nature de l'échantillon	Chromite massive	Dunite contenant 60 % de chromite
N° réf. graphique .....	28	29
<i>An. chimique</i>		
SiO <sub>2</sub> .....	0,15	—
FeO .....	13,74	17,16
MgO .....	19,05	14,46
MnO .....	—	—
CaO .....	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	18,80	18,12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	48,20	50,15
TiO <sub>2</sub> .....	—	—
NiO .....	—	—
Σ .....	99,94	99,89
<i>Formule structurale sur la base d'une formule idéale R<sup>++</sup> R<sub>2</sub><sup>+++</sup> O<sub>4</sub></i>		
Mg .....	0,871	0,676
Fe <sup>2+</sup> .....	0,202	0,363
Fe <sup>3+</sup> .....	0,151	0,086
Cr .....	1,170	1,244
Al .....	0,679	0,670
Σ Cath. <sup>2+</sup> .....	1,073	1,039
Σ Cath. <sup>3+</sup> .....	2,000	2,000
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$ .....	0,811	0,650
$\frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,586	0,622
$\frac{\text{Al}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,339	0,335
$\frac{\text{Fe}^{3+}}{\text{Cr} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+}}$ .....	0,075	0,043

— Analyse n° 28 : Chromite massive de la Concession « Georges Pile », Vallée de la rivière des Pirogues.

(Carte à 1/50 000 Mont Dore).

— Analyse n° 29 : Cristaux de spinelle disséminés dans une dunite.

Même situation de prélèvement que l'échantillon précédent.

dans son étude des gîtes de chrome du massif de Tiebaghi (exposée dans la publication précitée), que la chromite se présente sous l'aspect de lentilles ou de passées stratiformes, alignées selon une direction parallèle au rubanement des harzburgites (concessions « Morrachini », « Vieille Montagne n° 2 », « Bellacoscia »...) et également de grandes colonnes dont l'axe est fortement redressé. Les colonnes chromifères qui affleurent au sommet de ce massif sont discordantes sur le litage de la masse péridotitique principale. D'autre part leur axe d'allongement ne correspond pas à l'axe du pli qui affecte cet ensemble (*cf. carte*

*h.t. n° 2*). Leur disposition rappelle donc celle des amas chromifères discordants situés, dans le massif du sud, à la périphérie des grandes zones dunitiques. Aucun vestige de celles-ci n'est cependant présent dans le massif de Tiebaghi.

La mise en place de ces dykes de roches ultrabasiques ainsi que des amas chromifères discordants est très vraisemblablement contemporaine de celle des grandes cheminées dunito-gabbroïques. Leur présence témoigne de l'existence de plusieurs phases dans l'individualisation des roches de l'appareil ultrabasique néo-calédonien.

## II. LES MASSES DUNITO-GABBROÏQUES

Il existe dans le massif du sud plusieurs grandes zones dunitiques à contours diffus, allongées obliquement sur les structures de la masse péridotitique principale et comportant, dans leur partie supérieure, des gabbros noritiques et des anorthosites. Elles affectent la forme de corps élliptiques, très digités et allongés selon un axe proche du NW-SE (fig. 7 et *carte h.t. n° 2*). La plus volumineuse s'étend entre la vallée de la rivière Ouinné et l'embouchure de la rivière des Pirogues, sur une distance de 40 km; sa largeur est de 5 km mais est réduite à 1 km aux niveaux des étranglements. Une seconde, de dimensions plus faibles (11 × 7 km), a été mise en évidence sur la rive septentrionale du lac de Yaté; elle apparaît notamment dans les bassins des rivières Odijoni et Pourina. On note, d'autre part, l'existence d'une zone dunitique dans le bassin de Prony. Enfin, une zone dunito-gabbroïque, de forme extrêmement découpée, est présente à l'île Ouen (*cf. carte h.t. n° 2*).

Les roches feldspathiques qui sont associées aux dunités forment dans le massif six zones dont la superficie est comprise entre 8 et 30 km<sup>2</sup>. Trois d'entre elles, à savoir les zones du pic du Rocher, de la montagne des Sources et de la rivière des Pirogues apparaissent dans la partie médiane du grand corps dunitique qui s'étend entre la rivière Ouinné et l'embouchure de la rivière des Pirogues. Elles sont allongées, comme lui, selon un axe proche du NW-SE et matérialisent, avec les taches de roches gabbroïques de l'île Ouen, un alignement présentant cette orientation (fig. 7 et *carte h.t. n° 2*). Deux zones de gabbros sont installées plus à l'est sur un alignement parallèle; l'une est située dans la partie méridionale de la masse dunitique de l'Odijoni-Pourina, la seconde est associée à celle du bassin de Prony. En outre, deux pointements gabbroïques de faible superficie s'observent à l'embouchure de la rivière des Pirogues et de la rivière N'Go; ils sont situés dans la zone de dislocation de la grande faille-flexure longitudinale.

Les faits qui concernent les relations existant entre ces masses dunitiques et la masse péridotitique principale ont été mis en évidence lors de l'étude de la zone du massif du sud couverte par la carte géologique à 1/50 000 de ST-Louis (*cf. GUILLOB, 1969, pp. 14-17 et carte h.t.; GUILLON et TRECASSES (1)*). Rappelons qu'il existe une disharmonie très nette et le plus souvent très accusée, entre le litage de la masse péridotitique principale et le contact de celle-ci avec les masses dunitiques. Le passage entre ces deux ensembles est nuancé et s'opère latéralement, généralement en plusieurs dizaines de mètres, par disparition progressive de l'orthopyroxène. La zone de passage n'est généralement pas tectonisée et n'est que très occasionnellement oblitérée par des formations de serpentines. Dans la masse des dunités subsiste parfois un litage « fantôme », très discret, matérialisé par des alignements chromifères ainsi que par de minces travées pyroxénitiques et qui prolonge le rubanement de la masse péridotitique principale. D'autre part des enclaves volumineuses, formées de roches appartenant à ce dernier ensemble et dont la structure ainsi que l'orientation sont conservées, sont présentes dans la masse des dunités (*cf. GUILLON, 1969, carte h.t.*).

(1) GUILLON et TRECASSES : Carte géologique des territoires d'Outre-Mer. Nouvelle Calédonie, Feuille St-Louis à 1/50 000. Serv. Géol. Nat. (publication en cours).

L'importance du problème que pose la présence de ces corps dunitiques au sein de la masse péridotitique principale, justifierait des recherches approfondies et notamment la mise en œuvre d'études géochimiques fines qui devraient permettre de préciser les relations et donc l'histoire de ces deux ensembles.

## 1. Architecture

Les masses dunito-gabbroïques se présentent comme de grandes pipes à contours diffus et de forme extrêmement découpée, intersectant le litage de la masse péridotitique principale (*carte h.t. n° 2*, coupes IJ et KL). Elles sont formées en plus grande part de dunites. Dans la partie supérieure de ces pipes, les dunites passent transitionnellement à des gabbros noritiques et à des anorthosites (*cf. planche XIV*). Comme nous l'avons auparavant signalé (GUILLON, 1969 ; GUILLON et ROUTHIER, 1971) le passage entre les dunites et les roches feldspathiques est progressif et réalisé, généralement en une trentaine de mètres, par l'apparition échelonnée de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du plagioclase dont la proportion globale, rapportée à celle du péridot, croît de façon lente. La zone de transition est formée d'une gamme très large de roches dont la succession peut, malgré les nuances que l'on constate localement dans les différentes zones dunito-gabbroïques du massif du sud, être ainsi retracée (*cf. carte h.t. n° 2*, colonne lithologique synthétique et fig. 23) :

à la base s'observe généralement un mince niveau de dunites à grands cristaux automorphes d'orthopyroxène qui englobent poécilitiquement des îlots allongés de péridot. Celui-ci est relayé par des wehrlites et des dunites à plagioclase et clinopyroxène dans lesquelles ces minéraux se présentent le plus souvent en petits cristaux xénomorphes, moulés dans les espaces intercrystallins du péridot ; le plagioclase y est en grande partie prehnitisé. Dans ces roches, l'orthopyroxène est peu abondant ou peut faire même totalement défaut. Dans un horizon plus élevé de la zone de transition apparaît un niveau, souvent épais, de dunites à plagioclase, qui peut accessoirement renfermer une faible proportion de clinopyroxène et dans lequel s'interposent des passées de clinopyroxénites de puissance décimétrique. Des webstérites feldspathiques lui succèdent. Celles-ci forment un ou plusieurs niveaux, bien individualisés, de plusieurs mètres d'épaisseur, à la base des zones de roches gabbroïques. Des gabbros mélanocrates à olivine leur font généralement suite. Par réduction progressive de la proportion de péridot, ces roches passent dans leur partie supérieure aux gabbros noritiques proprement dits. Ces gabbros, dont l'épaisseur moyenne peut être estimée à une centaine de mètres, renferment de très nombreuses intercalations d'anorthosites et de webstérites.

On peut localement observer dans les zones gabbroïques, des exemples d'injections magmatiques. Par exemple, il existe dans la partie méridionale de la zone de gabbros de la montagne des Sources et sur la bordure septentrionale de celle de la baie de Prony, des dykes de webstérites feldspathiques, de quelques centimètres de diamètre, recoupant le litage. Ceux-ci sont toutefois peu fréquents.

Les masses dunito-gabbroïques se présentent donc comme des édifices régulièrement stratifiés et dont la disposition évoque, par conséquent, celle des grands appareils à roches basiques et ultrabasiques des vieux socles. Il faut toutefois remarquer que, contrairement à ceux-ci, le litage n'est bien développé que dans leur partie sommitale.

## 2. Structure d'ensemble

Dans la plus grande partie du massif du sud, ces masses dunito-gabbroïques montrent une structure très simple. Les roches feldspathiques forment au sommet des dunites des cuvettes dont la surface basale est le plus souvent horizontale ou à pendage modéré. Le litage dessine des ondulations dont les axes sont orientés NE-SW (1). Cette direction est perpendiculaire à celle des axes des grands plis relevés dans la

---

(1) Toutefois, dans une des zones gabbroïques du massif (zone du pic du Rocher), le litage est localement affecté par des microplis de style isoclinal, souvent écaillés et basculés vers le sud-est.

masse péridotitique principale (§ A.2) mais correspond par contre à celle des gauchissements qui affectent le plancher des massifs ultrabasiques (*cf.* chap. III).

A l'île Ouen qui est un des deux lobes frontaux du massif, situés au sud de la grande faille-flexure longitudinale (*cf.* chap. I), les masses de dunites et de gabbros présentent par contre une structure extrêmement complexe. La cartographie enseigne que les contacts entre celles-ci et la masse péridotitique principale ont été plissés. En outre, leur litage est affecté par des plis très serrés, parfois fortement déversés vers le SW ou le SSW et dont les axes, orientés NW-SE, ne correspondent pas à ceux mis en évidence dans les autres zones dunito-gabbroïques du massif du sud.

Les masses dunito-gabbroïques, qui, dans la plus grande partie de ce massif, sont faiblement plissées, semblent donc avoir subi, dans sa partie frontale, une évolution tectonique. Comme nous le verrons plus loin (*cf.* chap. VI), ce phénomène pourrait être à l'origine de la mylonitisation profonde des roches que l'on constate dans ce secteur.

### 3. Microstructures

Les dunites sont constituées de péridot et de spinelle chromifère ainsi qu'occasionnellement d'une faible proportion d'orthopyroxène. Le péridot forme des cristaux xénomorphes ou parfois à tendance automorphe et présentant de grandes variations de taille. Ils ne sont généralement pas fracturés ; on peut, tout au plus, observer à leur périphérie de légères torsions qui ne se poursuivent cependant pas profondément à l'intérieur des cristaux. D'autre part, on ne décèle aucun témoignage de la recristallisation de ce minéral. Comme dans les dunites de la masse péridotitique principale, le spinelle chromifère se présente en petits cristaux remarquablement automorphes. Mais contrairement à celles-ci, ou encore aux dykes dunitiques ne comportant pas de différenciations feldspathiques (§ B.I), les concentrations chromifères y sont très rares. Elles sont de forme très irrégulière et de dimensions restreintes. Aucune, à notre connaissance, ne revêt un intérêt économique.

En règle générale, les roches qui forment la zone de transition entre les dunites et les gabbros présentent des textures de cumulats et sont, comme eux, exemptes de défauts cataclastiques importants.

Dans la partie inférieure du profil de la zone de transition le plagioclase et les deux pyroxènes, apparus dans un stade tardif de la cristallisation du péridot, sont associés à ce minéral. L'orthopyroxène se présente généralement, en cristaux poécilitiques de plusieurs centimètres de diamètre, renfermant de fines exsolutions de clinopyroxène. Le plagioclase et le clinopyroxène s'observent, le plus souvent, en petits cristaux, de forme très irrégulière, dans les méats intercrystallins du péridot. Il apparaît que le plagioclase et le clinopyroxène se sont formés par cristallisation d'une solution résiduelle, emprisonnée entre les cristaux de péridot déjà formés (phase « post-cumulat »). Le clinopyroxène peut aussi former des cristaux à tendance automorphe, englobant poécilitiquement le péridot et de plus grande taille que les cristaux xénomorphes sous lesquels il se présente le plus souvent.

Dans la partie supérieure de la zone de transition on constate une ségrégation des différents minéraux constitutifs. Ainsi les deux pyroxènes se concentrent sous la forme de passées interstratifiées avec les roches à fort pourcentage de péridot : au sommet de la zone de transition les niveaux pyroxénitiques se distribuent avec les dunites à plagioclase en une alternance rythmique (*cf.* fig. 23). A ce stade les passées plagioclasiques sont toutefois exceptionnelles.

Les termes feldspathiques qui font suite à ces roches traduisent un accroissement brutal de la proportion de plagioclase. Ils sont constitués d'un plagioclase calcique (bytownite), d'hypersthène, d'un diopside chromifère, d'une hornblende verte résultant de l'ouralitisaiton du clinopyroxène, de petits grains d'épidote, ainsi qu'accessoirement d'une faible proportion de péridot et de spinelle chromifère. Le plus souvent ces minéraux sont associés et forment des roches équigranulaires, souvent grossièrement grenues

et dans lesquelles la proportion de plagioclase est plus élevée que celle des minéraux ferro-magnésiens ; la proportion d'orthopyroxène, rapportée à celle du clinopyroxène, est faible mais semble toutefois s'accroître à la partie supérieure des zones gabbroïques. Ces minéraux peuvent aussi se concentrer sélectivement sous la forme de passées anorthositiques et webstéritiques qui s'interposent dans la masse des gabbros (*cf. carte h.t. n° 2*), colonne lithologique synthétique.

Il est donc évident que la disposition particulière de ces masses dunito-gabbroïques soit due à la différenciation par gravité d'un bain silicaté. L'absence de structures blasto-mylonitiques les distingue fondamentalement de la masse péridotitique principale et tend donc à montrer que leur individualisation eut lieu postérieurement aux déformations ayant affecté les roches de cet ensemble.

Une restriction doit cependant être apportée à cette remarque. En effet, à l'île Ouen les roches feldspathiques sont, comme les péridotites (§ A.3), extrêmement cataclasées. Comme LACROIX (1942) l'a noté, la mylonitisation de ces roches est postérieure à l'ouralitisisation du pyroxène. La hornblende recristallise, formant des cristaux aciculaires ; ceux-ci se disposent, avec des fibres de néphrite, formées à leur dépens, selon des plans parallèles, isolant des passées dans lesquelles la texture initiale de la roche peut être localement préservée. Les gabbros sont partiellement transformés en amphibolites feldspathiques. Celles-ci sont de structure blasto-mylonitique et montrent souvent à l'affleurement une foliation très nette.

#### 4. Caractères chimiques

Les dunites, les gabbros et les roches qui assurent la transition entre ces termes, matérialisent une évolution chimique. Celle-ci se traduit, depuis les roches les plus basiques jusqu'aux roches feldspathiques, par un enrichissement en aluminium, en calcium et en alcalins (tableau IX).

Dans les dunites et les roches de la zone de transition la teneur en alcalins est de l'ordre de 0,15 %. Elle atteint tout au plus des valeurs voisines de 0,6 % dans les gabbros (*cf. tableau IX*). De façon générale on note que les teneurs en alcalins sont faibles et nettement inférieures à celles des basaltes néo-calédoniens (*cf. tableau II*). Le rapport  $K_2O/Na_2O$  est très faible, voire nul et dénote donc le caractère tholéiitique des roches composant ces masses dunito-gabbroïques.

Dans le diagramme  $MgO/FeO + Fe_2O_3/Na_2O + K_2O$  (fig. 27a) l'évolution se marque depuis les dunites jusqu'aux gabbros par un léger enrichissement en fer et en alcalins. La ligne de différenciation est très proche de celle d'une série tholéiitique ; elle se confond, en particulier, avec celle mise en évidence pour les appareils du Vourinos et de Nouvelle-Guinée (*cf. DAVIES, 1971*).

Dans le diagramme  $Al_2O_3/CaO/MgO$  (fig. 27b) l'évolution consiste en un enrichissement en aluminium et, en moindre part, en calcium. Cet enrichissement n'a lieu que dans les roches appartenant à la zone de transition et s'accroît très fortement entre celles-ci et les gabbros. Le domaine des roches gabbroïques et celui des basaltes sont très voisins et se placent, tous deux, sur le tracé de la ligne de différenciation d'une série tholéiitique.

On constate donc l'étroite affinité chimique existant entre les roches volcaniques et les roches les plus différenciées de l'appareil ultrabasique. Si ce fait ne prouve pas qu'elles aient une origine commune, du moins ne peut-on écarter cette hypothèse. Au contraire nous verrons, dans la suite de l'exposé, que plusieurs faits permettent de la considérer comme parfaitement plausible.

#### 5. Minéralogie

Nous avons déjà signalé l'existence de variations de la composition des minéraux constitutifs de ces masses dunito-gabbroïques et en avons défini les principaux paramètres (GUILLON, 1970 ; GUILLON et ROUTHIER, 1971, pp. 20-21). Deux d'entre eux, à savoir le spinelle chromifère et le clinopyroxène, ont

TABLEAU IX

Composition chimique des roches formant les masses dunito-gabbroïques

N° réf. graph. ....	Dunités		Zone de transition					Gabbros		
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub> .....	35,50	35,60	37,60	39,50	39	39,40	51,30	45,60	44,60	50,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0	1,03	1,50	3,80	2,10	2,35	3,98	17,60	23,10	13,12
FeO .....	6,21	0,47	4,99	6,64	3,70	4,49	2,30	2,85	3,85	2,90*
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,80	6,63	3,43	2	3,84	3,30	1,83	1,07	0,75	
MgO .....	43,95	40,60	42,93	39,31	36,60	37,27	21,80	14,84	12,30	20
MnO .....	0,15	0,19	0,11	0,14	0,11	0,13	0,21	0,06	0,08	0,08
CaO .....	0,07	0,28	1,11	3,36	3,35	2,76	15,25	14,69	13,20	14,50
Na <sub>2</sub> O .....	0,12	0,13	0,10	0,12	0,15	0,04	0,12	0,54	0,50	0,30
K <sub>2</sub> O .....	0	0,03	0,23	0,03	0	0,23	0,03	0,19	0	0
TiO <sub>2</sub> .....	0,10	0,02	0,04	0,10	0,10	0	0,08	0,06	0,10	0
NiO .....	0,26	0,25	0,20	0,19	0,38	0	0,05	0	0,02	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,40	0,29	0,20	0,55	0,65	0	0,55	0,50	0,75	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....	7,80	13,87	7,08	2,90	9,55	9,53	2,84	2,04	0,55	
Σ .....	98,36	99,39	99,52	98,84	99,53	100,40	100,34	100,04	99,80	101,22

*Analyses 9 et 10* : échantillons de dunité (plaine des Pirogues) ; *analyse 11* : dunité à plagioclase (rivière Odjoni) ; *analyse 12* : dunité à plagioclase et orthopyroxène (montagne des Sources) ; *analyse 13* : wehrlite à plagioclase (route de Yaté) ; *analyse 14* : dunité à plagioclase et grands cristaux poecilites d'orthopyroxène (baie de Prony) ; *analyse 15* : webstérite (montagne des Sources) ; *analyse 16* : gabbro noritique à olivine (rivière Odjoni) ; *analyses 17 et 18* : gabbros noritiques (montagne des Sources).

Les analyses 9-17 ont été effectuées par fluorescence X au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI et sont reprises de GULLON et ROUTHIER (1971, tableau II). L'analyse 18 a été effectuée par absorption atomique au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Nancy (\* : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total).

été retenus pour préciser l'évolution géochimique, en raison du fait que ces minéraux couvrent toute l'étendue de l'éventail lithologique. Ils ont fait l'objet, dans différents échantillons représentatifs, d'analyses à la microsonde électronique (*cf.* tableaux X et XI). La composition des autres minéraux a été déterminée par les méthodes optiques et également, en ce qui concerne le péridot, par les méthodes diffractométriques. En dépit du fait que nous n'avons pu en faire une étude chimique précise, les déterminations optiques permettent de suivre les variations de leur composition et donc de compléter le tableau de l'évolution minéralogique dans les masses dunito-gabbroïques. Les échantillons analysés proviennent, pour la grande majorité d'entre eux, de la zone de gabbros de la montagne des Sources ; ils ont été prélevés selon un profil NS, au nord-est du pic Casse-Cou, dans une zone peu tectonisée. Leur situation relative a pu être parfaitement reconnue et ne laisse place à aucune incertitude.

TABLEAU X

Composition chimique du spinelle chromifère dans une masse dunito-gabbroïque (échantillons provenant de la zone de la montagne des Sources)

Nature de l'échantillon	Dunite	Dunite à OPX	Dunite à CPX, OPX et plagioclase	Webstérite feldspathique	Gabbro à olivine
N° réf. graphique .....	30	31	32	33	34
<i>An. chimique</i>					
SiO <sub>2</sub> .....	0,20	0,09	0,15	—	0,30
FeO .....	19,57	21,58	22,21	22,15	23,35
MgO .....	8,55	7,92	8,24	7,87	7,64
MnO .....					
CaO .....					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	16,79	20,34	22,69	26,70	27,50
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	54,12	49,45	46,72	43,35	41,44
TiO <sub>2</sub> .....					
NiO .....					
Σ .....	99,23	99,38	100,01	100,07	100,23
<i>Formule structurale sur la base d'une formule idéale R<sup>++</sup>R<sub>2</sub><sup>+++</sup>O<sub>4</sub></i>					
Mg .....	0,414	0,379	0,386	0,363	0,354
Fe <sup>2+</sup> .....	0,527	0,573	0,581	0,570	0,600
Cr .....	1,393	1,254	1,166	1,066	1,017
Al .....	0,644	0,768	0,843	0,978	1,004
Σ Cath. <sup>2+</sup> .....	0,941	0,952	0,967	0,933	0,954
Σ Cath. <sup>3+</sup> .....	2,037	2,022	2,009	2,044	2,021
$\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}}$ .....	0,439	0,398	0,399	0,389	0,371
$\frac{\text{Cr}}{\text{Cr} + \text{Al}}$ .....	0,683	0,620	0,580	0,521	0,503
$\frac{\text{Al}}{\text{Cr} + \text{Al}}$ .....	0,317	0,380	0,420	0,479	0,497

Analyses effectuées à la microsonde électronique ARL (1971).

— : élément indosable.

*NB* : Les basses valeurs obtenues pour la somme des cathions bivalents peuvent s'expliquer par l'existence de teneurs non négligeables en MnO. Celles-ci n'ont pas été déterminées.

L'ensemble des études minéralogiques a conduit à la mise en évidence des faits qui suivent.

— LE PÉRIDOT. Dans les dunites ce minéral est très magnésien (Fo 89-92) et présente une composition semblable à celle du péridot de la grande masse harzburgitique (§ A. 5) ; les analyses diffractométriques permettent de constater que, comme dans cette dernière, la composition du péridot y est très homogène. Dans les dunites à orthopyroxène et dans les wehrlites qui forment la partie inférieure de la zone de transition (*cf.* fig. 22 et 23), le péridot est légèrement plus riche en fer que dans les dunites sous-jacentes : sa composition oscille entre les limites Fo 88 et Fo 85. Dans les roches formant la partie supérieure de cette zone, sa composition est comprise entre les valeurs Fo 84 et Fo 79. Dans les gabbros à olivine qui

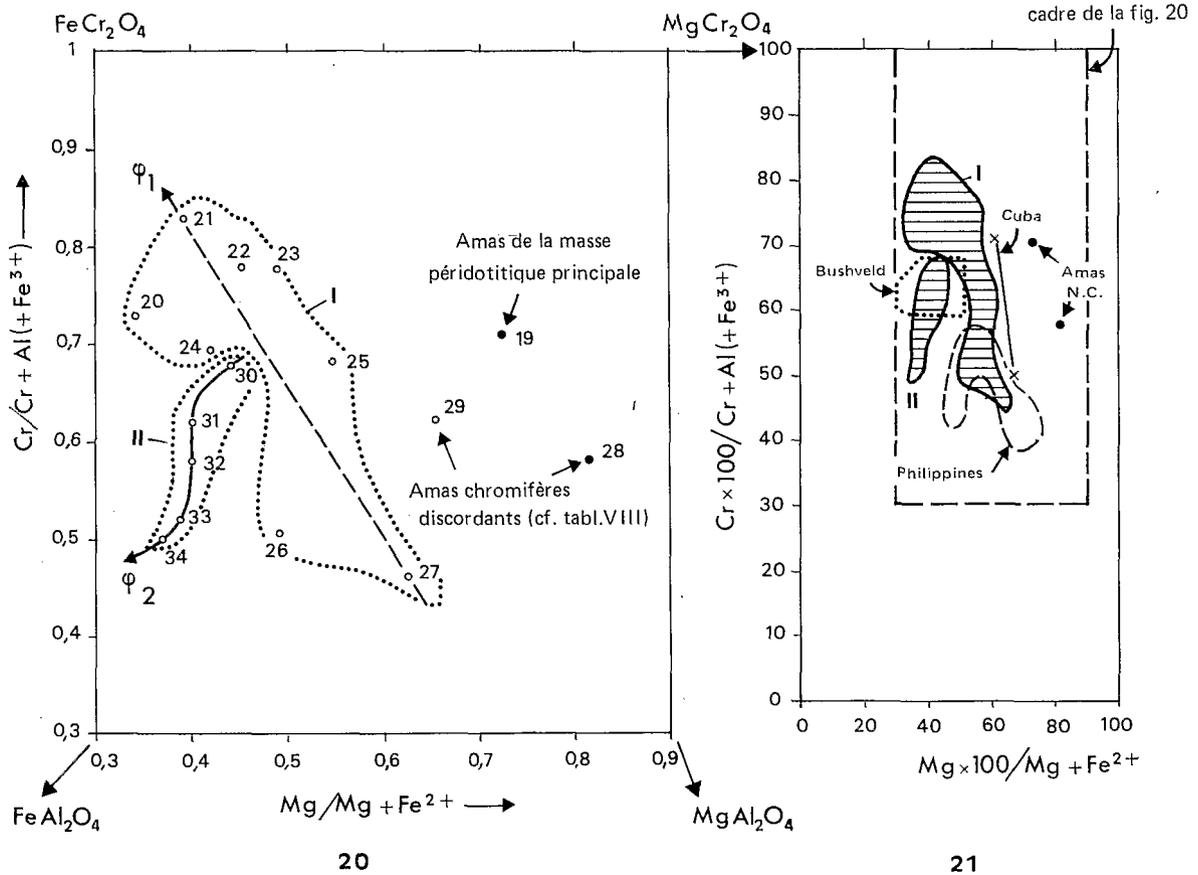


FIG. 20. — Composition comparée du spinelle chromifère dans une masse dunito-gabbroïque (II) et dans la masse péridotitique principale (I) (cf. tableaux VI et X).

- chromite massive
- cristaux disséminés

$\varphi_1$  : évolution se produisant de bas en haut dans la masse péridotitique principale.

$\varphi_2$  : évolution se produisant de bas en haut (depuis les dunites jusqu'aux termes feldspathiques) dans une masse dunito-gabbroïque.

FIG. 21. — Comparaison de la composition du spinelle chromifère dans les deux ensembles lithologiques de l'appareil néo-calédonien avec celui d'un appareil stratifié (Bushveld) et de deux appareils recouvrants (Cuba et Philippines).

(D'après IRVINE, 1967a, fig. 5 et 9).

leur font suite, elle est proche de cette dernière valeur (fig. 23). Depuis les dunites jusqu'aux termes feldspathiques il se produit donc une réduction du rapport  $Mg/Mg+Fe$  du péridot (cf. fig. 22 et 23).

— LE SPINELLE CHROMIFÈRE. Le domaine de ce minéral correspond approximativement à celui du péridot. Bien que les analyses de spinelle chromifère que nous avons effectuées soient peu satisfaisantes, les données obtenues (cf. tableau X) permettent de retracer son évolution. Depuis les dunites jusqu'aux gabbros à olivine elle se traduit par un accroissement assez régulier du rapport  $Al/Al+Cr$  et une légère réduction du rapport  $Mg/Mg+Fe$  (cf. fig. 20 et 23). Les teneurs en vanadium sont de l'ordre de  $1\ 000\ \mu g/g$  et correspondent donc à celles du spinelle des amas chromifères discordants (cf. § B. I). Du fait de l'exis-

tence de grains de magnétite primaire dans les roches de la zone de transition (voir plus loin) il est tout à fait improbable que le fer ne soit pas également présent sous forme ferrique dans le spinelle, comme ces analyses pourraient le laisser supposer.

Notons que les variations relatives des proportions en fer, en magnésium, en aluminium et en chrome sont sensiblement moins prononcées que celles mises en évidence dans la masse péridotitique principale (*cf.* tableaux VI et X ainsi que la fig. 20). D'autre part, on remarque que, dans le profil d'une masse dunito-gabbroïque, les variations du rapport  $Al/Al+Cr$  du spinelle sont inverses de celles constatées dans celui de la grande masse harzburgitique (*cf.* § A. 5) ; par contre, dans ces deux ensembles, les valeurs du rapport  $Mg/Mg+Fe$  de ce minéral, évoluent dans le même sens (fig. 20). Rappelons que ces divergences trouveraient une explication satisfaisante dans la mesure où l'hypothèse d'un renversement structural de la masse péridotitique principale pourrait être retenue (*cf.* § A.7).

L'évolution de la composition du spinelle chromifère qui se traduit, depuis les dunites jusqu'aux roches feldspathiques, par un enrichissement en fer et en aluminium aux dépens du chrome et du magnésium, rappelle celle constatée entre les roches ultrabasiqes et basiques dans les appareils stratifiés des vieux socles. En particulier elle concorde parfaitement avec celle mise en évidence par JACKSON (1969) dans le complexe du Stillwater.

— L'ORTHOPYROXÈNE. Ce minéral apparaît dans la partie inférieure de la zone de transition où il se présente en grands cristaux poéclitiques. Sa composition est alors celle d'une enstatite dont le rapport  $Mg \times 100/Mg+Fe$  est compris entre les limites En 87 et En 83. Dans un niveau plus élevé de la zone de transition, où l'orthopyroxène est accessoirement présent, ainsi que dans les webstérites feldspathiques qui en forment la partie sommitale (*cf.* fig. 23), sa composition est celle d'une bronzite (En 80-70). Dans la zone feldspathique (gabbros noritiques et webstérites) la composition de l'orthopyroxène tend vers celle d'un hypersthène ; son rapport  $Mg \times 100/Mg+Fe$  est compris entre les valeurs En 65 et En 55. Ce minéral subit donc conjointement avec le péridot et le spinelle chromifère un enrichissement en fer depuis les roches ultrabasiqes jusqu'aux termes feldspathiques (fig. 22 et 23). D'après des analyses effectuées par le Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Nancy sur des minéraux séparés, l'orthopyroxène de ces masses dunito-gabbroïques présente des teneurs en aluminium et en calcium qui sont respectivement de 2,3 et 2,8 % ; celles-ci sont donc plus élevées que les proportions de ces éléments dans l'orthopyroxène de la masse péridotitique principale (*cf.* tableau V). D'autre part, il se produit une légère augmentation de la teneur en aluminium et une baisse sensible de celle en calcium de ce minéral depuis les dunites à cristaux poéclitiques d'orthopyroxène (base de la zone de transition) jusqu'aux gabbros.

— LE PLAGIOCLASE. Ce minéral apparaît dans la partie supérieure de la zone de transition sous la forme de petits cristaux xénomorphes localisés dans les espaces intercrystallins du péridot ; il est alors, le plus souvent, en grande partie prehnitisé. Il s'agit d'une bytownite dont le degré de basicité demeure très constant ( $\approx$  An 90). Dans les webstérites feldspathiques et dans les gabbros à olivine sa composition est celle d'une bytownite, mais de basicité légèrement moins accusée (An 90-85) que dans les péridotites à plagioclase. Sa basicité est encore plus faible dans les gabbros noritiques où elle atteint des valeurs proches de An 80 (fig. 23).

— LE CLINOPYROXÈNE. L'apparition de ce minéral suit généralement celle de l'orthopyroxène. Dans les wehrlites et dans les dunites à clinopyroxène (*cf.* tableau XI, groupe I, analyses n° 35 et 36) qui succèdent dans la zone de transition, aux dunites à orthopyroxène, sa composition est celle d'un diopside chromifère riche en calcium ; cependant les cristaux à tendance automorphe (analyse n° 36) présentent des teneurs sensiblement plus fortes en fer et des proportions plus faibles en calcium que les petits cristaux intergranulaires xénomorphes (analyse n° 35).

Dans les gabbros et dans les webstérites qui leur sont associées (*cf.* tableau XI, groupe IV, analyses n° 40 et 41) la composition du clinopyroxène approche celle d'un endiopside (fig. 22). L'évolution entre les groupes I et IV, c'est-à-dire entre les roches ultrabasiqes et les roches feldspathiques, se traduit par

TABLEAU XI

Composition chimique du clinopyroxène dans les roches d'une masse dunito-gabbroïque

Groupes Lithologiques	Zone de transition					IV Zone gabbroïque	
	I		II	III		40	41
N° réf. graph. ...	35	36	37	38	39		
SiO <sub>2</sub> .....	51,3	51,3	52,2	52,4	52,6	52	52,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	3,4	3,4	3,9	3,6	3,2	3,7	3,9
FeO .....	3,3	3,9	3,4	3,7	3,3	4,8	5,2
CaO .....	23,7	22,6	22,7	22,2	21,1	20,6	20,05
MgO .....	17,1	17,1	18,0	17,2	17,9	17,7	17,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,95	0,99	0,61	0,67	0,47	0,47	0,35
Σ .....	99,75	99,29	100,81	99,77	98,57	99,27	99,10
<i>Formule structurale sur la base de 6 oxygènes</i>							
Z { Si .....	1,885	1,893	1,886	1,912	1,930	1,909	1,893
Al <sup>IV</sup> .....	0,115	0,107	0,114	0,088	0,070	0,091	0,107
Y { Al <sup>VI</sup> .....	0,032	0,038	0,052	0,065	0,069	0,067	0,058
Cr .....	0,027	0,026	0,017	0,017	0,013	0,013	0,007
Fe <sup>II</sup> .....	0,101	0,121	0,103	0,114	0,102	0,147	0,154
Mg .....	0,936	0,940	0,969	0,936	0,978	0,968	0,926
X { Ca .....	0,933	0,894	0,880	0,869	0,830	0,810	0,771
Z .....	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
X+Y .....	2,029	2,019	2,021	2,001	1,992	2,005	1,916
Al <sub>Z</sub> .....	5,7	5,3	5,7	4,4	3,5	4,5	5,3
Ca .....	47,4	45,7	45,1	45,3	43,5	42,1	41,70
Mg .....	47,5	48,1	49,7	48,8	51,2	50,3	50,00
Fe .....	5,1	6,2	5,2	5,9	5,3	7,6	8,30

Les échantillons, à l'exception de celui correspondant à l'analyse 38 (webstérites de la plaine des Pirogues) proviennent de la zone de la montagne des Sources.

Groupe I : Dunites à clinopyroxène (an. 35 : petit cristal de clinopyroxène xénomorphe ; an. 36 : cristal automorphe).

Groupe II : Dunites à clinopyroxène et orthopyroxène (très faible proportion de plagioclase).

Groupe III : Webstérites (an. 39 : webstérites feldspathiques).

Groupe IV : Gabbros (an. 40) et webstérites (an. 41) en intercalation dans les gabbros.

Les analyses 35 à 40 ont été réalisées à la microsonde électronique AEI (reprises de CHALLIS et GUILLON, 1971, tabl. I). L'analyse 41 a été effectuée à la microsonde électronique ARL (1971).

$$NB : Al_Z = \frac{Al^{IV} \times 100}{Z} \quad (Z = 2).$$

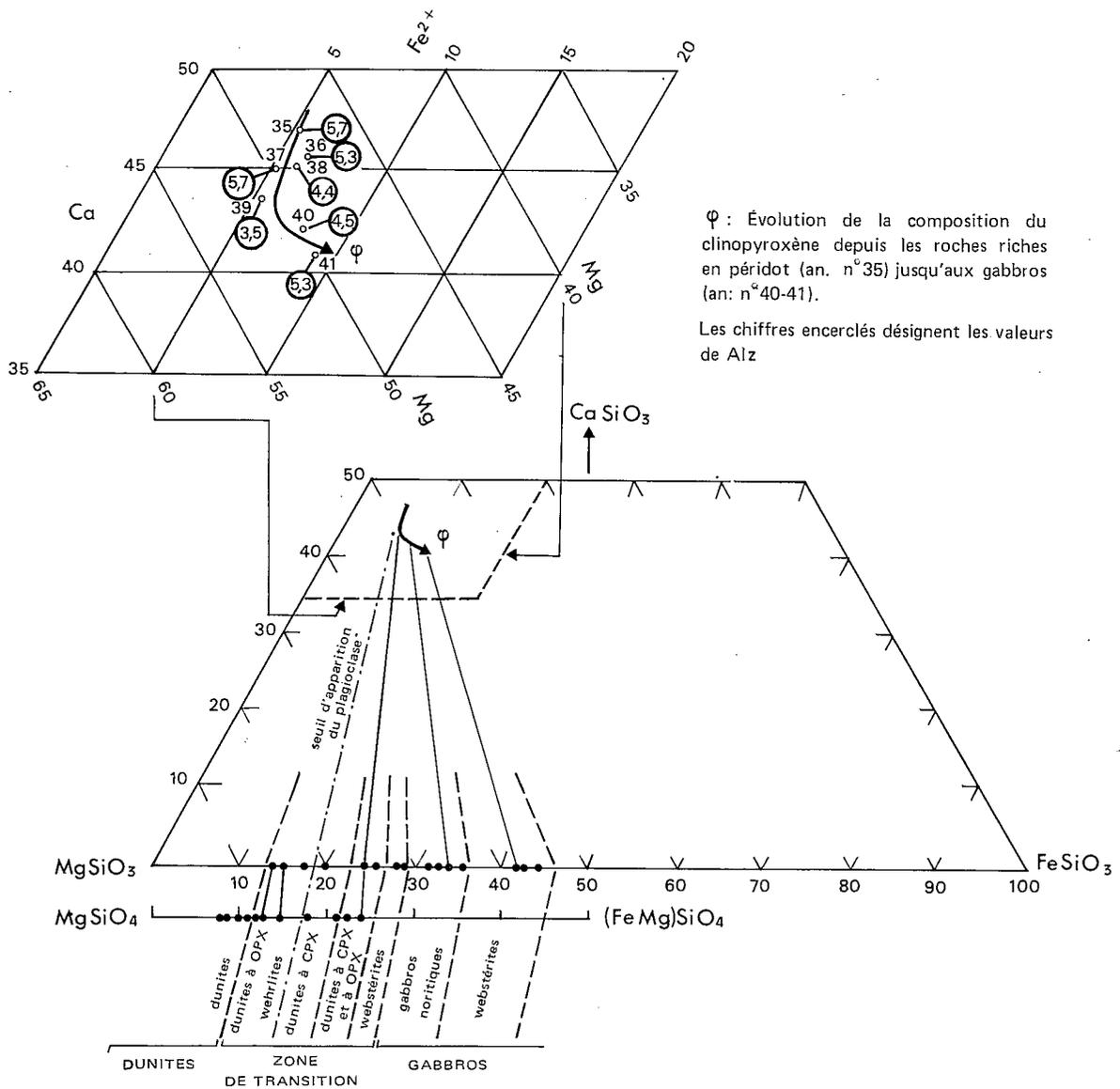


FIG. 22. — Variations corrélatives de la composition de l'orthopyroxène, du périclase et du clinopyroxène dans une masse dunito-gabbroïque.

La composition du clinopyroxène a été déterminée à la microsonde électronique (cf. tableau XI), celle de l'orthopyroxène et du périclase par les méthodes optiques. Tous les échantillons analysés proviennent (à l'exception de celui correspondant à l'analyse n° 38) de la zone de la montagne des Sources (prélèvements faits le long d'un profil nord-sud au NE du pic Casse-Cou).

*NB* : Les traits continus figurent les droites de corrélation de la composition de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du périclase. Les traits discontinus indiquent les limites entre les divers groupes lithologiques.

un accroissement léger et irrégulier des teneurs en aluminium et en fer, ainsi que par un appauvrissement progressif en calcium et en chrome (fig. 22). Les teneurs en magnésium ne subissent pas de variations notables.

En ce qui concerne l'enrichissement en fer du clinopyroxène il y a lieu, de remarquer que l'accroissement du rapport  $Fe/Fe+Mg+Ca$  ne s'accuse qu'entre les groupes III et IV, c'est-à-dire à un stade où se produit une élévation rapide de la proportion de plagioclase (fig. 23). L'accentuation de la valeur de ce rapport demeure cependant très faible. Ainsi, entre les webstérites feldspathiques qui s'observent sous les gabbros de la montagne des Sources (analyse n° 39) et les webstérites interstratifiées avec les roches gabbroïques (analyse n° 41), le rapport  $Fe/Fe+Mg+Ca$  du clinopyroxène ne varie que dans une proportion de 1 à 1,5. Le faible enrichissement en fer de ce minéral, qui a été également mis en évidence dans la partie ultrabasique d'un grand nombre d'appareils stratifiés et en particulier ceux de Dawros (ROHSTEIN, 1958) et de l'île de Rhum (WADSWORTH, 1961), tend à montrer que le gradient thermique, durant la différenciation de ces masses dunito-gabbroïques, était vraisemblablement modéré.

La proportion d'aluminium en coordination tétraédrique ( $Al^{IV} \times 100 / Al^{IV} + Al^{VI}$ ) est de 76 % dans l'ensemble des groupes I et II (correspondant à une valeur moyenne de  $Al_z$  de 5,5 pour les analyses 35 à 37) ; elle n'est par contre que de 60 % dans l'ensemble des deux derniers groupes (correspondant à une valeur moyenne de  $Al_z$  de 4,4 pour les analyses 38 à 41). Comme dans de nombreux appareils à roches basiques et ultrabasiques, la proportion d'aluminium tétracoordonné tend donc à s'atténuer au cours du fractionnement.

Dans l'ensemble de ces roches, la composition du clinopyroxène est relativement homogène. Il est en particulier caractérisé par de fortes teneurs en silice et par des teneurs faibles en aluminium (tableau XI). Les valeurs élevées du rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  du clinopyroxène, jointes aux faibles proportions d'aluminium tétracoordonné, dénotent et confirment le caractère tholéïitique des roches composant ces masses dunito-gabbroïques.

En résumé, l'évolution minéralogique qui se produit dans les masses dunito-gabbroïques, entre les roches ultrabasiques et les termes feldspathiques, se traduit par un enrichissement en fer de l'ensemble des minéraux ferro-magnésiens, une légère réduction de la basicité du plagioclase ainsi que par un accroissement des teneurs en aluminium du clinopyroxène, de l'orthopyroxène et du spinelle chromifère. Par rapport à la masse péridotitique principale et si l'on admet la possibilité d'un renversement structural de cet ensemble, la différence essentielle réside dans le fait, qu'ici, le rapport  $Mg/Mg+Fe$  du spinelle chromifère et celui des silicates varient conjointement. Cette distinction qui a également été reconnue entre les appareils à dominante ultrabasique des zones orogéniques et les complexes stratifiés des vieux socles (cf. § A. 5) permet de constater que le comportement géochimique du spinelle reflète fidèlement les conditions générales de cristallisation de son enveloppe (cf. fig. 21). Le fait que dans ces masses dunito-gabbroïques l'enrichissement en fer affecte à la fois le spinelle chromifère et les autres minéraux ferro-magnésiens permet de concevoir que, durant la différenciation, le gradient thermique était sensiblement plus élevé que celui ayant contrôlé la cristallisation de la grande masse harzburgitique. Cet enrichissement en fer étant lent et peu prononcé, il est cependant improbable que le fractionnement de ces masses dunito-gabbroïques ait pu se dérouler sous l'effet de fortes variations de température. En l'absence de données géochimiques précises concernant l'ensemble de leurs minéraux constitutifs, on ne peut toutefois apprécier l'importance du gradient thermique qui a régi la différenciation de ces masses dunito-gabbroïques.

— LES MINÉRAUX ACCESSOIRES. Ces masses dunito-gabbroïques renferment différents oxydes et sulfures. Le spinelle chromifère est le seul minéral non silicaté présent dans les dunites, ainsi que dans les roches à fort pourcentage de péridot de la zone de transition. Sa proportion décroît, cependant, très rapidement à mesure que le passage aux roches feldspathiques se réalise.

Les niveaux dunitiques à orthopyroxène qui s'observent à la base de la zone de transition renferment de fines inclusions de pentlandite ainsi que d'awaruite, disposées le long des plans de clivage du pyroxène

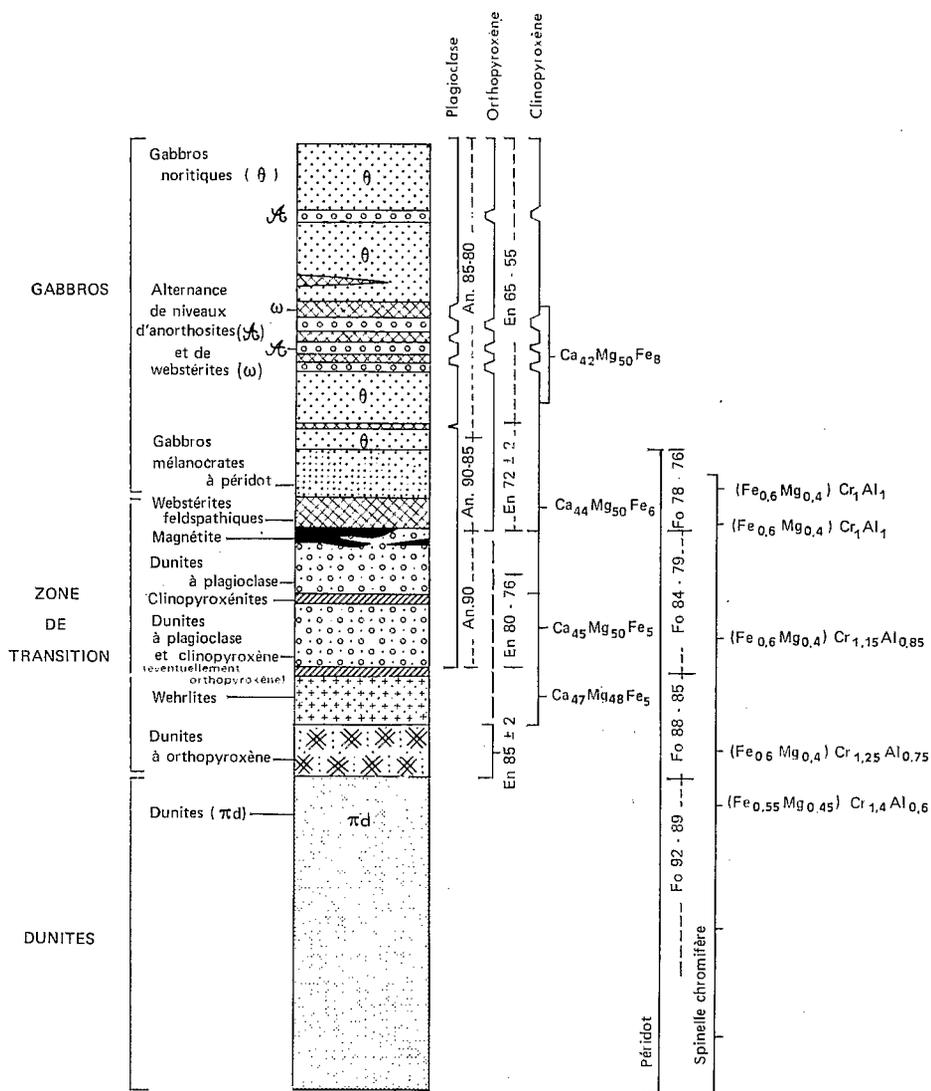


FIG. 23. — Variations de la composition des minéraux primordiaux dans une masse dunito-gabbroïque en fonction de la lithologie (sur l'exemple de la zone de la montagne des Sources).

Les données inscrites verticalement correspondent à des domaines de composition. Celles placées horizontalement sont des valeurs ponctuelles (cf. tableaux X et XI).

et auxquelles sont généralement associés des granules de magnétite. Ces minéraux sont également présents dans les clinopyroxénites et dans les webstérites de la partie supérieure de la zone de transition. Ils s'y présentent en petits grains allongés, localisés le long des clivages du diopside (planche XII, 26 b) ou dans les méats intercrystallins. De plus ces roches contiennent parfois une faible proportion de chalcopryrite et de cuivre natif.

Dans le profil de la zone de transition la proportion de magnétite augmente de bas en haut de façon rapide ; ce minéral est en particulier bien représenté dans les passées pyroxénitiques. D'autre

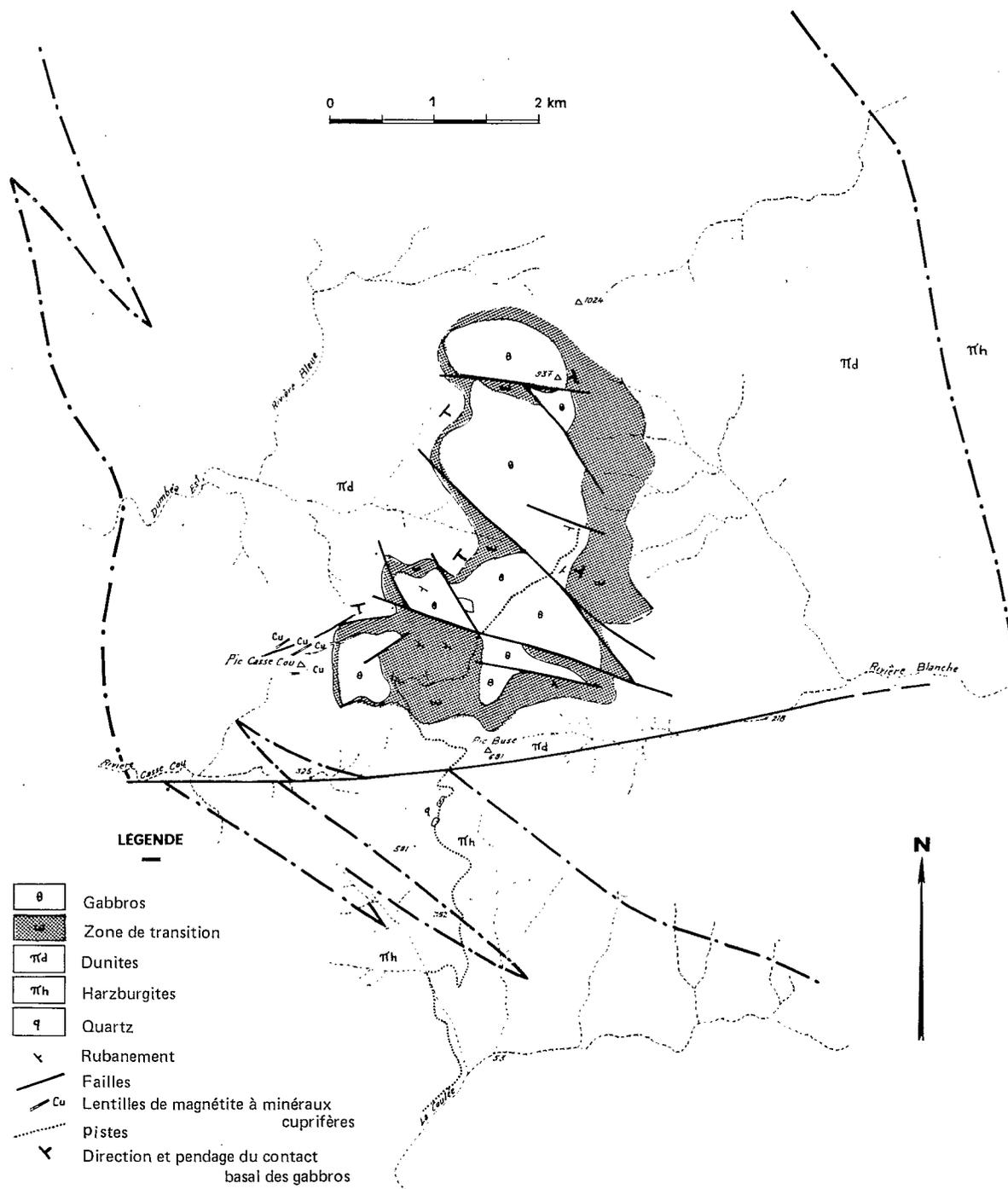
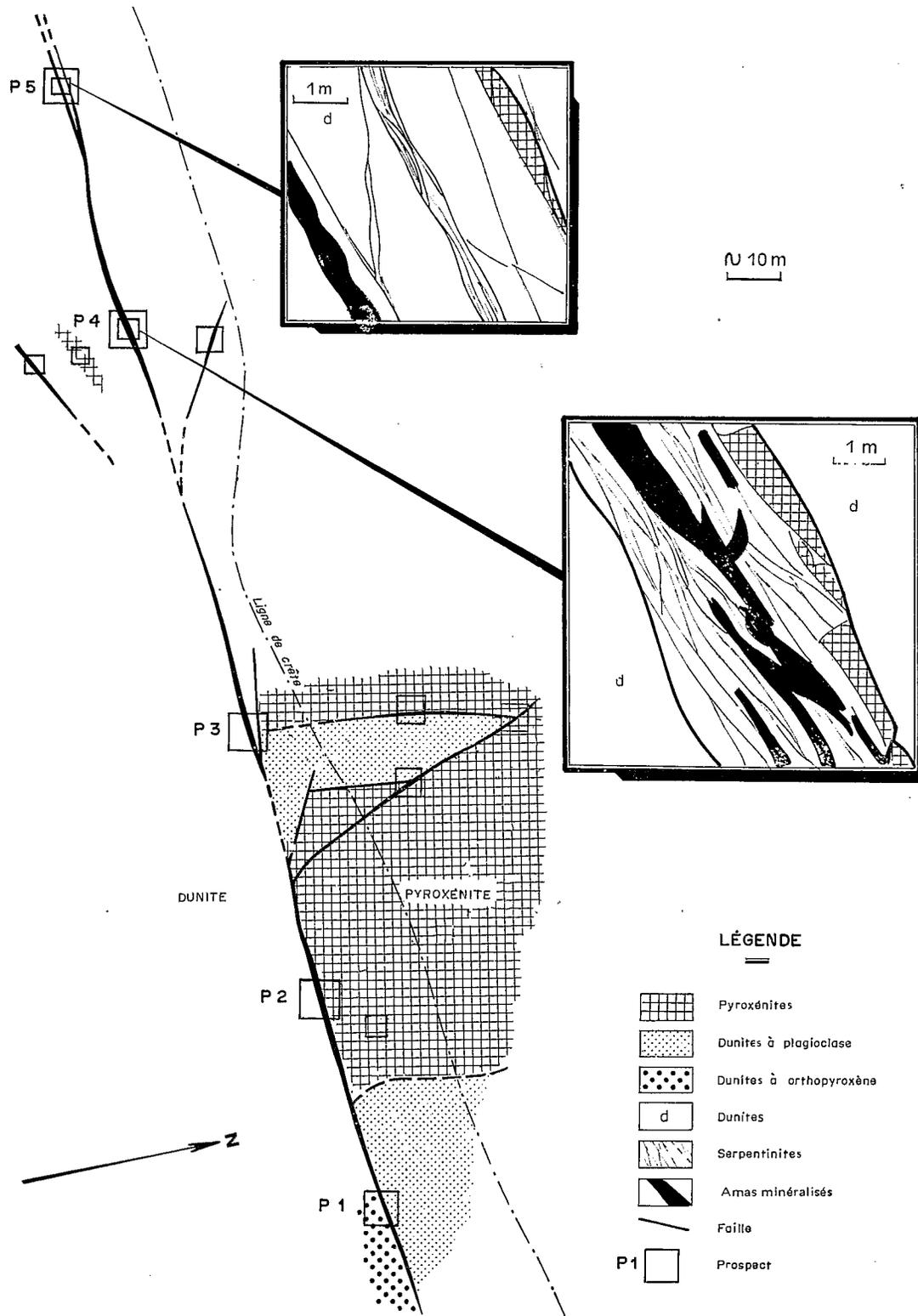


FIG. 24. — Schéma géologique de la montagne des Sources (carte géologique à 1/50 000 St-Louis).

FIG. 25. — Disposition des amas de magnétite à minéraux cuprifères, d'après l'exemple de celui affleurant sur le versant oriental du pic Casse-Cou (repris de GUILLON et SAOS, 1971).



part, il peut aussi s'individualiser sous la forme d'amas lenticulaires (*cf.* GUILLON et SAOS, 1971). Ainsi il existe sur la bordure occidentale de la zone gabbroïque de la montagne des Sources (contreforts du pic Casse-Cou) plusieurs lentilles de magnétite, de 0,5 à 1,20 m d'épaisseur, allongées selon une direction N 70° E (planche XV). Ces lentilles sont situées dans un repli tectonique de la zone de transition ; elles sont encaissées dans des serpentines et se localisent toujours au mur d'un niveau de webstérites feldspathiques à structure pegmatitique (fig. 24 et 25). Ces amas de magnétite comportent une forte proportion de sulfures de cuivre, principalement de la chalcopyrite. Leur altération donne lieu à des « gossans » ferrugineux. Ceux-ci sont formés de sidérite, limonite, ténorite, cuprite et malachite ainsi que de sulfures secondaires (chalcocite et covellite), résultant de l'évolution supergène de la chalcopyrite. Les minéraux secondaires de cuivre imprègnent les serpentines encaissantes ainsi que les fissures des roches avoisinantes (1)

Dans les aires feldspathiques seules les passées webstéritiques présentent une proportion notable de minéraux non silicatés. Il s'agit d'ilménite à laquelle sont associés de petits grains de pyrrhotite et de cubanite.

Dans les masses dunito-gabbroïques les oxydes et les sulfures se répartissent donc de bas en haut selon l'ordre suivant (*cf.* fig. 18) : spinelle chromifère, sulfures nickelifères et magnétite subordonnée, puis magnétite et sulfures cuprifères, enfin ilménite, sulfures de fer et ferro-cuprifères pauvres en cuivre (cubanite). L'ordre de succession de ces minéraux évoque donc celui relevé dans la plupart des grands appareils stratifiés à roches basiques et ultrabasiqes.

## 6. Les éléments en traces

L'évolution qui se produit depuis les dunites jusqu'aux roches gabbroïques s'accompagne d'une réduction des teneurs en nickel des minéraux ferro-magnésiens, en particulier du péridot. Elle se traduit, dans les roches, par un appauvrissement en nickel ainsi qu'en cobalt et par un enrichissement concomitant en cuivre et en soufre (fig. 26). Les teneurs en vanadium et en titane qui, dans les dunites et les roches de la zone de transition sont, le plus souvent, extrêmement réduites, atteignent des valeurs de l'ordre de 0,1 % dans les roches gabbroïques. On constate que le mode de variation des éléments en traces, en particulier du soufre, du nickel, du cuivre et du cobalt est identique à celui relevé dans les intrusions stratifiées et rappelle, notamment, celui mis en évidence par WAGER et BROWN (1968) dans le complexe du Skaergaard.

## III LES DOLÉRITES

Dans une des zones gabbroïques du massif du sud, à savoir celle de la montagne des Sources, il existe un affleurement de dolérites. Ces roches forment un pointement circulaire de 200 à 300 m de diamètre qui apparaît dans l'aire d'affleurement des roches gabbroïques, à une faible distance de leur contact avec

(1) Dans la presqu'île de Bogota il existe des amas de magnétite sidéritisée, identiques à ceux-ci et de même paragenèse (*cf.* carte h. t. n° 2). Ceux-ci sont situés dans le plan de fractures qui affectent la grande masse harzburgitique et sont donc placés dans un contexte géologique totalement différent.

les roches ultrabasiques (cf. planche XIV). Le contact des dolérites et des gabbros n'a pu être observé. Comme ces roches présentent entre elles une grande différence de granulométrie mais aussi de composition, nous supposons qu'elles sont asynchrones et que les dolérites sont, peut-être, plus jeunes que les gabbros.

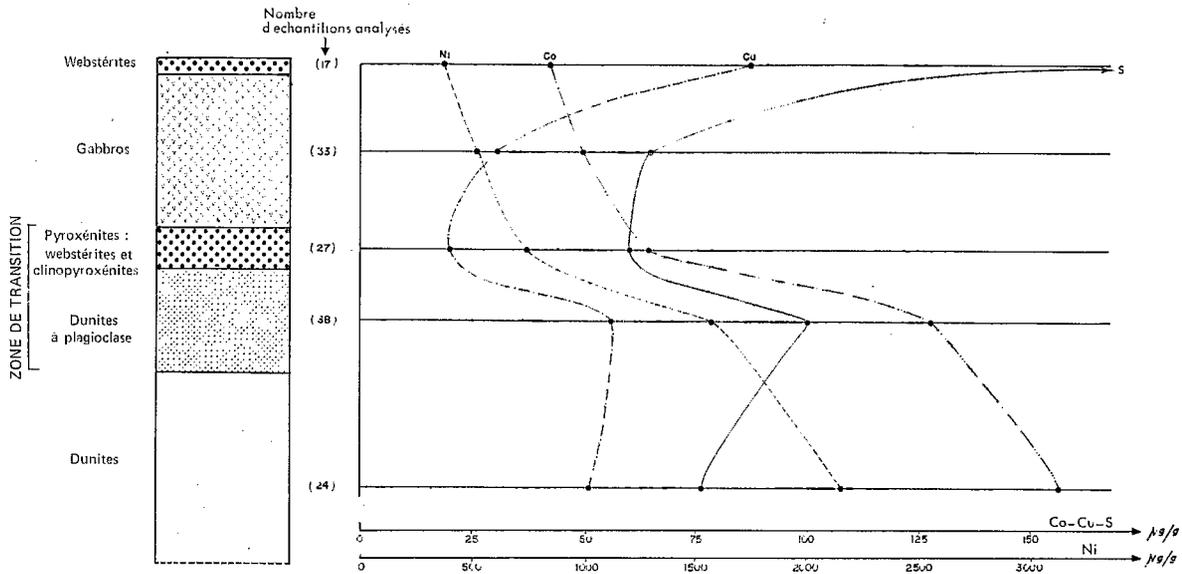


FIG. 26. — Variations des teneurs en nickel, en cobalt, en cuivre et en soufre dans une masse dunito-gabbroïque (sur l'exemple de la zone de la montagne des Sources).

Ces dolérites sont des roches à grain moyen ou fin, de microstructure intersertale, rappelant par ces caractères les roches basaltiques présentes sous les massifs ultrabasiques (cf. chap. II). Elles sont formées de lattes d'un plagioclase de basicité moyenne (An 60-65), de cristaux intergranulaires de clinopyroxène (il s'agirait, d'après les mesures de l'angle des axes optiques, d'une augite) et de hornblende verte primaire (planche XVI, 32). En outre, elles renferment parfois de petits granules d'ilménite et de pyrrhotite auxquels est associée de la cubanite.

Leur composition chimique est la suivante :

N° réf. graph.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Σ
19	48,30	17,50	8,90	1,81	8,70	0,18	9,24	2,70	0,13	0,88	1,06	99,40

Ces roches présentent les mêmes caractères chimiques que les basaltes néo-calédoniens (fig. 27 a et b). On constate, en particulier, que les teneurs en alcalins et en titane sont de même ordre dans ces roches (cf. tableau II). D'autre part, les dolérites présentent, comme les basaltes, un rapport K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O très faible. De ce fait, il est possible d'envisager l'hypothèse selon laquelle ces roches seraient génétiquement liées. Ainsi, on peut concevoir que ces dolérites matérialiseraient une des voies ascensionnelles du magma basaltique. Elles pourraient alors représenter un exemple des grands dykes doléritiques intrusifs, particulièrement fréquents dans certains appareils ophiolitiques du domaine mésogéen.

## IV LES POINTS CLEFS

Cet ensemble est représenté par de grands corps dunitiques à contours diffus, comportant à leur périphérie un réseau complexe de ramifications qui intersectent le litage de la masse péridotitique principale. Ils présentent avec cette masse des relations comparables à celles existant, dans les appareils ultrabasiques de la chaîne alpine, entre les ensembles harzburgitiques et les grandes zones dunitiques qui leur sont parfois associées (*cf.* FLINT *et al.*, 1948 ; KARAMATA, 1968 ; MOORES, 1969). Les dunites passent dans leur partie supérieure, à des gabbros noritiques et à des anorthosites par l'intermédiaire d'une zone de transition formée par l'alternance de péridotites et de pyroxénites.

Ces masses dunito-gabbroïques montrent la disposition d'un ensemble rythmiquement stratifié, dans lequel les roches présentent des structures de cumulats particulièrement nettes. Elles sont généralement très peu plissées. L'évolution qui se produit depuis les dunites jusqu'aux termes feldspathiques s'accompagne de variations de la composition des minéraux constitutifs. Celles-ci se traduisent par un accroissement du rapport  $Fe/Fe + Mg$  des différents minéraux ferro-magnésiens et du rapport  $Al/Al + Cr$  du spinelle chromifère, une augmentation de la proportion en aluminium de l'ortho et du clinopyroxène ainsi que par une légère réduction de la basicité du plagioclase. Dans les roches cette évolution se manifeste par un enrichissement en aluminium, en calcium ainsi qu'en alcalins. En ce qui concerne les éléments en traces, elle se traduit par un accroissement des teneurs en cuivre et en soufre et par un appauvrissement concomitant en nickel et en cobalt. Les différents oxydes et sulfures s'y distribuent conformément aux règles de l'évolution géochimique.

Ces masses dunito-gabbroïques ont donc tous les caractères des ensembles stratifiés à cumulats lherzo-noritiques, présents dans certains appareils ophiolitiques, en particulier ceux du domaine mésogéen (*cf.* notamment JUTEAU, 1970 ; MOORES et VINES, 1971 ; PARROT, 1969 et 1973). Elles rappellent, en outre, la disposition des « intrusions » stratifiées présentes dans les zones non-orogéniques, telles que les complexes du Skaegaard (WAGER et BROWN, 1968), de Noril'sk (GODLEVSKII, 1959), et de l'île de Rhum (WADSWORTH, 1961) ainsi que celle des appareils à roches basiques et ultrabasiques de l'île sud de la Nouvelle-Zélande (MOSSMAN, 1973).

Ces faits rendent parfaitement plausible l'hypothèse selon laquelle ces masses dunito-gabbroïques résulteraient de la différenciation par gravité d'un bain silicaté de composition tholéiitique, pauvre en alcalins et vraisemblablement riche en fer et en magnésium. Durant la différenciation de ce bain, le gradient thermique devait être faible et les conditions de pressions moins élevées que celles ayant régné lors de l'individualisation de la grande masse harzburgitique.

En raison des affinités chimiques existant entre les roches de cet ensemble dunito-gabbroïque et les basaltes néo-calédoniens, il est parfaitement possible de concevoir que ces derniers représentent les manifestations extrusives de ce magma. Les dolérites, présentes dans une des zones gabbroïques du massif du sud, pourraient matérialiser un des conduits par lesquels ce magma serait monté à la surface de la lithosphère.

### C. DISCUSSION PÉTROGÉNÉTIQUE

En premier lieu il convient d'examiner comment et dans quel site a pu se faire la mise en place de ces masses dunito-gabbroïques. Nous avons précédemment envisagé (GUILLON et ROUTHIER, 1971, p. 26) que leur individualisation pouvait avoir eu lieu dans le site même de l'appareil ou dans une zone peu éloignée et postérieurement au mégaplisement de la masse péridotitique principale. L'absence de déformations, le fait que les masses dunito-gabbroïques ne soient pas fragmentées et aient conservé des contacts non tectoniques avec la masse harzburgitique encaissante, ne constituent cependant pas, eu égard à cette hypothèse, des arguments probants et peuvent également se comprendre dans une conception purement mécaniste de la mise en place des massifs néo-calédoniens. Le fait que les roches de ces masses dunito-gabbroïques ne soient pas intimement déformées, implique, tout au plus, que leur formation eut lieu après que les roches de la grande masse ultrabasique aient subi la ou les phases de déformation dont elles portent les stigmates.

La nature même des relations que présentent ces deux ensembles tend au contraire à montrer que l'individualisation des masses dunito-gabbroïques s'est produite dans un milieu profond. Le passage graduel des roches de la masse péridotitique principale aux dunites (*cf.* § B. II) suggère que le magma tholéiitique, à l'origine de ces dernières, s'est mis en place en remplaçant la grande masse harzburgitique. Se concentrant dans des zones privilégiées de cet ensemble ce magma aurait provoqué une forte élévation des ondes géothermiques, introduisant donc des conditions dans lesquelles l'orthopyroxène pouvait ne pas être stable. Entre ce magma et la masse péridotitique principale se seraient alors instaurées des relations réactionnelles ayant conduit à la résorption de l'enstatite. Dans cette hypothèse, l'individualisation des dykes pyroxénitiques (§ B. I) constituerait le phénomène complémentaire de cette transformation.

Cependant, le volume d'orthopyroxène que représentent ces dykes est largement déficitaire par rapport à celui qui résulterait du remplacement isovolumétrique des harzburgites par les dunites. Il est toutefois possible que ce magma se soit injecté dans des zones de distension de la masse péridotitique principale et qu'ainsi le processus de remplacement se soit produit dans une frange d'épaisseur restreinte, limitée à la zone de contact entre cet ensemble et les grands corps dunitiques.

Le problème majeur consiste donc à déterminer dans quelle mesure ces deux ensembles pourraient être génétiquement liés.

La masse péridotitique principale est un épais édifice de harzburgites, exempt de plagioclase, dans lequel les minéraux paraissent avoir cristallisé en équilibre et dans des conditions de pressions relativement fortes, à partir d'un bain silicaté. Ce processus s'étant déroulé, comme nous l'avons supposé (§ A. 8), dans les zones profondes de la croûte océanique, il est possible que les masses dunito-gabbroïques se soient formées aux dépens d'un liquide subsistant après la ségrégation des termes ultrabasiques ou résultant de leur fusion partielle. Comme ces masses dunito-gabbroïques et la grande masse harzburgitique sont deux ensembles lithologiques très différents, cette seconde éventualité semble devoir être, de préférence, retenue.

Dans l'orogène alpin, toutes les masses harzburgitiques, qu'elles soient associées à des laves et à des roches feldspathiques grenues de composition alcaline, comme dans le complexe du Pinde ou dans certains massifs de Turquie et de Syrie, ou au contraire de composition tholéiitique très affirmée (complexe du Vourinos par exemple), présentent des caractères chimiques communs. On ne peut donc conclure que les ensembles péridotitiques d'une part, les masses gabbroïques et les basaltes d'autre part, soient des termes consanguins. Les roches des complexes ophiolitiques se sont différenciées dans des niveaux

élevés du manteau et se sont vraisemblablement mises en place, à la surface de la lithosphère, sous la forme de bouillies cristallines. De ce fait, plusieurs termes de cette différenciation peuvent faire défaut. On peut ainsi considérer que les assemblages ophiolitiques sont formés de pièces démembrées de ce qui pouvait constituer, dans le site où ce phénomène s'est opéré, une suite pétrographique continue (1). Ceci explique, comme le souligne THAYER (1967), que les données géochimiques ne permettent pas de préjuger des liaisons génétiques que peuvent présenter les termes d'un même complexe.

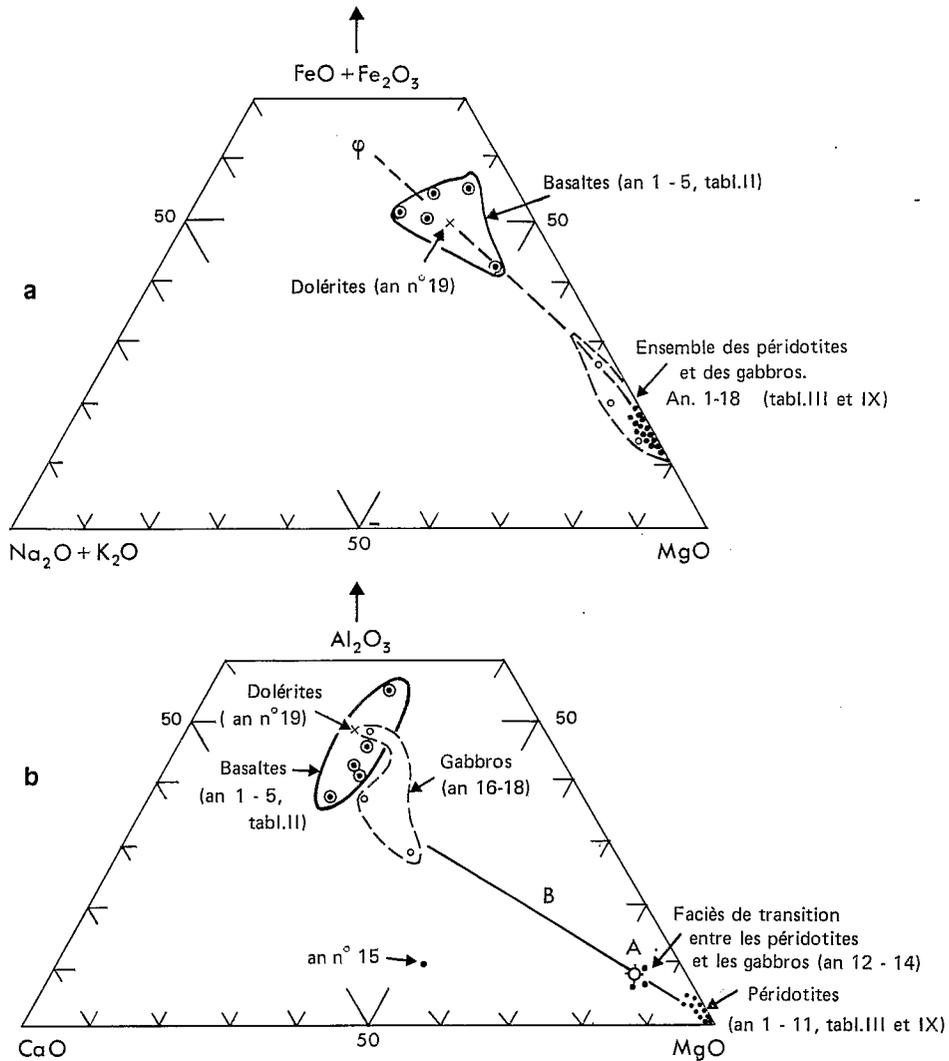


FIG. 27. — Répartition dans les diagrammes AFM et Al.C.M. des points représentatifs de la composition des roches de l'appareil néo-calédonien (cf. tableaux II, III et IX).

$\varphi$  : ligne de différenciation.

A : pyrolite de GREEN et RINGWOOD (1967 b) reprise de NICOLAS et JACKSON (1972).

B : ligne de différenciation d'une série tholéiitique.

(1) Exception faite pour les appareils ophiolitiques de la chaîne appalachienne (cf. CHURCH, 1972).

Dans l'appareil néo-calédonien, il existe entre l'ensemble harzburgitique et celui dans lequel sont associés les dunités et les gabbros des différences notables, tant en ce qui concerne leur architecture que la structure intime des roches qui les composent. Si l'histoire de ces deux ensembles fut différente, il est cependant possible de concevoir, étant donné les relations très étroites existant entre eux dans cet appareil (comme d'ailleurs dans tous les complexes polyphasés de la chaîne alpine), qu'ils aient une origine commune. Malgré les réserves énoncées plus haut, nous retiendrons donc l'hypothèse selon laquelle le bain tholéitique, aux dépens duquel se sont formées les masses dunito-gabbroïques, serait le produit de la fusion partielle d'un ensemble dont les roches de la grande masse ultrabasique représenteraient le « différenciat » le plus profond.

Le fait que ces masses dunito-gabbroïques soient allongées dans le massif selon une direction préférentielle pourrait s'expliquer en considérant que leur mise en place s'est produite dans un milieu où le jeu des tensions tectoniques demeurerait stable. On peut ainsi évoquer la permanence des contraintes exercées le long des zones de subduction, entraînant donc celle des forces d'extension au niveau des dorsales océaniques, depuis l'Oligocène jusqu'aux temps actuels.

Ce bain tholéitique se serait différencié dans des poches créées au sein de la masse péridotitique principale par le relâchement des tensions. Sa cristallisation a pu s'échelonner sur une longue période mais toujours, comme le montrent les relations texturales constatées entre les différents minéraux constitutifs, dans des conditions de pressions relativement modérées.

Nous avons envisagé (CHALLIS et GUILLON, 1971) que ce magma pouvait être également à l'origine des grands épanchements basaltiques néo-calédoniens. En effet ceux-ci présentent indéniablement avec les roches des masses dunito-gabbroïques des caractères chimiques communs (*cf.* fig. 27) : ils sont, comme elles, de composition tholéitique, donc pauvres en alcalins, particulièrement en potassium. D'autre part, dans ces deux ensembles, le clinopyroxène montre une composition similaire qui dénote leur étroite affinité chimique.

Comment la différenciation entre ces termes pourrait-elle avoir eu lieu ? Dans un stade préliminaire de la cristallisation du bain tholéitique originel se produit l'apparition du péridot dont les cristaux s'accumulent au fond de la chambre magmatique. Le plagioclase et les deux pyroxènes cristallisent plus tardivement, aux dépens d'une solution résiduelle, emprisonnée entre les cristaux de péridot (phase « post-cumulat »). Ce processus se poursuit, appauvrissant progressivement le bain en fer et en magnésium. Au-dessus des roches péridotitiques déjà formées, s'individualisent les gabbros qui correspondent à une élévation brutale de la proportion de plagioclase et dans lesquels ce minéral et les pyroxènes sont associés ou forment des niveaux d'accumulation sélective. Le liquide qui subsiste après leur formation serait, d'une part, enrichi résiduellement en fer, en alcalins, en silice ainsi qu'en éléments volatils et serait, d'autre part, appauvri en magnésium, en aluminium et en calcium. Ce liquide aurait pu migrer le long de failles d'extension et serait ainsi venu à la surface de la lithosphère pour s'épancher dans le géosynclinal mélanésien. Cependant il n'existe pas, dans l'appareil néo-calédonien, de témoins des cheminées par lesquelles serait monté le magma basaltique, à l'exception peut-être de celle que pourraient matérialiser les dolérites présentes dans une des zones gabbroïques du massif du sud (§ B. III).

Il est possible que dans ces chambres, créées au sein de la masse péridotitique principale, le gradient thermique ait été très faible et que de ce fait, un certain volume de magma ait pu continuer à demeurer tardivement mobile. D'autre part, on ne peut exclure que celles-ci aient pu jouer pour le magma, né de la fusion partielle de la croûte océanique, le rôle de réservoir collecteur et qu'ainsi elles aient été alimentées par des apports successifs de liquide.

Le schéma que l'on esquisse évoque l'image que les géophysiciens (*cf.* en particulier TALWANI *et al.*, 1965) et les pétrologues expérimentaux se font actuellement du manteau supérieur dans les zones sous-océaniques. Celui-ci serait formé de harzburgites serpentinisées, vraisemblablement à structure blasto-mylonitique en plus grande part, au milieu desquelles se présenteraient de grandes colonnes de

densité plus faible (cf. fig. 28) qui détermineraient une forte atténuation de la vitesse des ondes sismiques transversales. Ces zones de manteau, dites anormales, se situeraient sous les dorsales médio-océaniques, au niveau desquelles on relève une forte élévation du flux géothermique. Selon les idées actuelles, la croûte, fondue dans les profondeurs des zones océaniques, se reformerait, de façon permanente, au niveau des dorsales par des apports magmatiques continus (cf. DIETZ, 1962 ; ISACKS *et al.*, 1968).

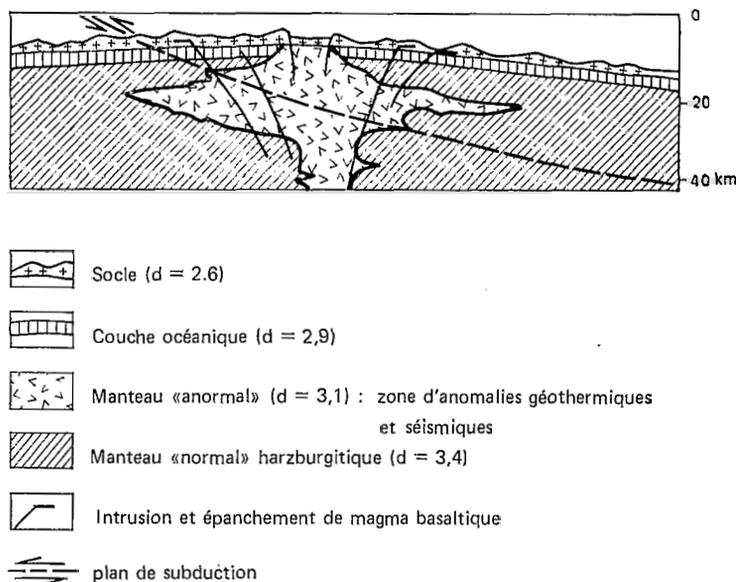


FIG. 28. — Anatomie de la croûte océanique d'après le modèle construit par TALWANI *et al.* (1965) pour la zone de la dorsale médio-atlantique (repris de JUTEAU, 1970).

Par conséquent, ces zones anormales du manteau pourraient parfaitement correspondre aux poches de la grande masse harzburgitique dans lesquelles les masses dunito-gabbroïques se sont individualisées et où le magma basaltique aurait pris naissance. Le fait que sur les flancs de ces dorsales ont été prélevées des roches volcaniques ainsi que des gabbros et des péridotites à structure de cumulats (cf. en particulier AUMENTO, 1969 et MELSON, 1969), accreditte fortement cette hypothèse. Ainsi BONATTI (1968) a reconstitué pour la dorsale médio-atlantique une succession de péridotites, de gabbros et de basaltes, analogue à celle qui résulterait du fractionnement du bain tholéïitique selon le processus dont nous avons envisagé, plus haut, l'éventualité.

L'individualisation de l'appareil néo-calédonien se résumerait donc de la façon suivante :

— la masse péridotitique principale résulte de la différenciation d'un bain silicaté ferro-magnésien, opérée dans les zones profondes de la croûte océanique ;

— une partie du magma né de la fusion partielle d'un ensemble, dont les roches de la masse harzburgitique représentent les termes les plus basiques, migre et se concentre dans des poches créées au sein de la masse péridotitique principale par le relâchement des contraintes et peut-être consécutivement à des déplacements relatifs de blocs crustaux, engendrés par des forces d'expansion. Il se produit entre ce magma et les roches de la masse péridotitique principale des phénomènes réactionnels de contact, provoquant la résorption de l'enstatite. La solution résultant de la transformation des harzburgites s'injecte dans les fractures de la grande masse ultrabasique et cristallise pour former les dykes d'orthopyroxénites ;

— dans ces poches s'opère la cristallisation du bain tholéïitique qui conduit à l'individualisation d'un ensemble stratifié, formé de péridotites, de pyroxénites et de gabbros à structure de cumulats ;

— la différenciation de ce magma conduit à la ségrégation, dans la partie supérieure des réservoirs, d'un liquide résiduel, sursaturé en silice et enrichi en fer ainsi qu'en alcalins. Celui-ci monte à la surface de la lithosphère et s'épanche dans la ride géosynclinale mélanésienne en formant les grandes coulées dont les basaltes néo-calédoniens sont les témoins.

Postérieurement à l'extrusion du magma basaltique eut lieu la mise en place d'un grand copeau de la croûte océanique. Celui-ci est entraîné à la surface de la lithosphère, sans que sa structure et les relations entre ses éléments constitutifs subissent des perturbations profondes. Il est en effet possible de concevoir que les effets mécaniques engendrés par la mise en place de ce copeau aient été, en grande partie, supportés par les formations sédimentaires et volcaniques qu'il vient recouvrir et qu'ainsi ils se soient limités dans l'unité chevauchante à la zone basale de glissement. Nous analyserons et discuterons, dans la suite de cet exposé (*cf.* chap. VII), le mécanisme de la mise en place de ce fragment de manteau.

En dépit des réserves que l'on peut apporter à cette tentative de reconstitution pétrogénétique, l'explication que nous proposons offre l'avantage de réunir en un même schéma évolutif les roches volcaniques, les masses dunito-gabbroïques et la grande masse harzburgitique. Elle rend donc compte de la liaison spatiale très étroite qui existe entre ces termes en Nouvelle-Calédonie, ainsi que du caractère extrêmement constant de leur association dans les différents types d'appareils ultrabasiques des zones orogéniques.

Nos conclusions rejoignent donc celles déjà émises par un grand nombre d'auteurs, en particulier par BOTTCHE (1969) pour l'appareil du Troodos, par NICOLAS (1966) pour le massif de Lanzo et par CHALLIS (1965) pour l'association des roches volcaniques et des péridotites de la chaîne permienne du sud de la Nouvelle-Zélande.

Selon l'hypothèse que nous proposons ici, l'appareil néo-calédonien aurait, semble-t-il, une origine différente des appareils ophiolitiques de la chaîne alpine. En effet, dans un grand nombre de ceux-ci, les ensembles lithologiques témoignent de l'immiscibilité, survenue à des températures et à des pressions différentes, entre des phases liquides résultant de la fusion partielle de la croûte océanique. Mais les divergences existant entre les appareils recouvrants, tel celui de la Nouvelle-Calédonie, et les complexes ophiolitiques de la chaîne alpine peuvent également s'expliquer en considérant que leur évolution au cours du processus d'obduction fut profondément différente (*cf.* chap. IV D). Cette remarque rejoint les conceptions de THAYER (1967) à propos des appareils « de type alpin » qui, selon cet auteur, seraient des assemblages d'origine magmatique dont les structures auraient été, à des degrés divers, oblitérées lors de la mise en place de ces appareils.

#### D. COMPARAISON DE L'APPAREIL NÉO-CALÉDONIEN AVEC LES COMPLEXES A ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

Nous limiterons notre propos à la comparaison de cet appareil avec ceux présents dans les domaines orogéniques. De ceux-ci se dégagent six types principaux :

1. Les complexes annulaires zonés, mis en place postérieurement à une phase orogénique, que l'on observe notamment en Colombie Britannique et en Alaska (IRVINE, 1967 b; TAYLOR, 1967) ainsi que dans l'Oural (MOSKALEVA, 1966).

2. Les intrusions chaudes provoquant le métamorphisme des terrains encaissants, telles que celles ayant donné naissance au massif de Tinaquillo, au Vénézuéla (MACKENZIE, 1960).

3. Les appareils lherzolitiques lités dont les massifs de l'étang de Lherz (RAVIER, 1959), de Beni Bouchera (KORNPROBST, 1969) et de la Sierra de Ronda (LOOMIS, 1972) constituent les exemples. Ceux-ci représentent vraisemblablement des fragments du manteau primaire des zones sous-continetales, inclus tectoniquement dans le bâti alpin (*cf.* NICOLAS et JACKSON, 1972).

4. Les appareils ophiolitiques stratifiés, d'âge paléozoïque, dans lesquels les roches forment une suite pétrographique continue. Ces appareils qui sont notamment présents en Ecosse (complexe de Ballantrae) et surtout dans la chaîne appalachienne (CHURCH et STEVENS, 1970 ; CHURCH, 1972), sont considérés comme l'illustration de la configuration de la croûte océanique et du manteau supérieur. Certains appareils de ce type sont d'âge antécambrien (*cf.* celui décrit par Mc CALL et DOEPEL, 1969, en Australie de l'Ouest).

5 - Les appareils ophiolitiques (1) de l'arc alpin. Contrairement à ceux du type précédent, ces appareils sont souvent intensément déformés. Ils sont généralement constitués de plusieurs ensembles lithologiques intriqués et présentent la forme de dômes diapiriques. Appartiennent à ce groupe, les appareils qui jalonnent, au nord du bassin méditerranéen, la chaîne alpine et dont les plus représentatifs sont ceux du Pinde, du Vourinos, du Troodos et ceux du Taurus (*cf.* l'ensemble des travaux de la RCP, n° 214).

6 - Les grands appareils ultrabasiques recouvrants de la chaîne alpine, auxquels sont associées des roches volcaniques, tels que ceux de Cuba, des Célèbes, de l'état d'Oman et de Nouvelle-Guinée. Contrairement aux complexes ophiolitiques du groupe 5, ces grands feuillets péridotitiques se sont mis en place tardivement par rapport au développement orogénique. Ils reposent sur un ensemble de terrains plissés par l'intermédiaire d'un contact anormal de grande ampleur et à pendage modéré (*cf.* DEWEY et BIRD, 1971, fig. 5).

Il apparaît que l'histoire de tous les complexes ultrabasiques à dominante harzburgitique, présents dans la chaîne alpine (groupes 5 et 6), est profondément différente de celle des appareils appartenant aux quatre premiers groupes. Les appareils des groupes 5 et 6 présentent, cependant, entre eux des différences notables qui tendent à montrer que leur évolution ne s'est pas déroulée selon un mode immuable dans l'ensemble de l'orogène alpin.

L'appareil néo-calédonien appartient au groupe 6. L'exposé précédent a révélé toutes les distinctions qu'il présente par rapport aux complexes ophiolitiques mésogènes. Une des principales réside dans le fait que cet appareil est peu plissé et non intensément déformé. Il semblerait que la préservation des structures primaires représente un autre caractère distinctif par rapport aux complexes ophiolitiques. Certains d'entre eux, comme par exemple les appareils de l'île de Chypre et des confins turco-syriens, pouvant également comporter des roches ultrabasiques à faciès de cumulats, il faut donc nuancer fortement cette remarque. En fait il existe dans l'arc alpin tous les intermédiaires entre des appareils ultrabasiques ayant subi de profondes perturbations structurales, comme le Vourinos par exemple, et des complexes faiblement déformés que représentent principalement les grands massifs péridotitiques recouvrants (groupe 6). On comprend donc que dans ceux-ci les structures primaires des roches soient mieux conservées. Si l'on ne peut encore établir une typologie satisfaisante des massifs ultrabasiques alpins en fonction de leur structure interne, il est maintenant bien admis que celle-ci représente un élément précieux pour reconstituer leur histoire.

La troisième distinction consiste dans le fait qu'en Nouvelle-Calédonie les termes ultrabasiques ne sont pas coiffés de roches volcaniques, de cherts et de formations de pillow-lavas. Les basaltes qui sont associés aux massifs péridotitiques se localisent exclusivement sous ceux-ci. Or par ce trait, l'appareil néo-calédonien se distingue également de certains grands appareils recouvrants et en particulier celui de la Nouvelle-Guinée (voir plus loin). De plus l'appareil néo-calédonien est caractérisé par l'absence de l'ensemble doléritique intrusif (ou « sheeted intrusive complex ») qui est généralement bien représenté dans les appareils ophiolitiques alpins (celui du Troodos par exemple) ainsi que par le fait qu'il ne donne pas lieu à des « mélanges » avec les terrains de son substratum.

Par contre, il existe entre l'appareil néo-calédonien et les grands massifs ultrabasiques recouvrants des analogies très étroites. Un de ceux-ci, à savoir l'appareil de l'« Owen Stanley Range » en Nouvelle-

---

(1) En utilisant ce terme dans le sens restrictif qui lui a été donné par STEINMANN (1927, p. 637) et que les participants de la Conférence Penrose sur les ophiolites (Californie, sept. 1972) ont décidé de maintenir en y apportant quelques nuances.

Guinée (*cf. carte h.t. n° 1*), est en particulier, bâti selon un modèle extrêmement comparable et présente une disposition identique. Cet appareil qui a été étudié par DAVIES (1968, 1971) est formé de bas en haut par la succession des termes suivants :

— un ensemble harzburgitique, épais de plus de 4 000 m et dans lequel les roches montrent, le plus souvent, des structures blasto-mylonitiques. Il semblerait cependant que DAVIES (1971<sup>2</sup>, carte h. t.) admette que des structures de cumulats puissent exister localement. Cet ensemble est donc l'équivalent de celui que nous avons décrit sous la dénomination de « masse péridotitique principale » ;

— un ensemble de péridotites à structure de cumulats, passant transitionnellement, dans sa partie supérieure, à des gabbros noritiques. Cet ensemble, épais de près de 4 000 m, correspond, par conséquent, aux masses dunito-gabbroïques de l'appareil néo-calédonien ;

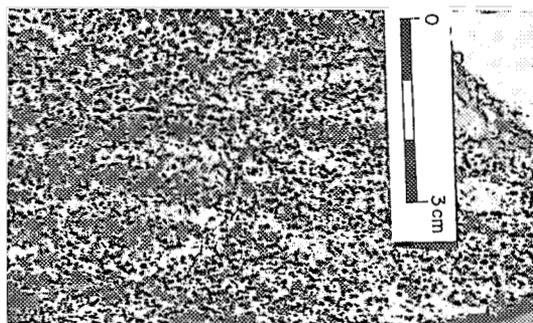
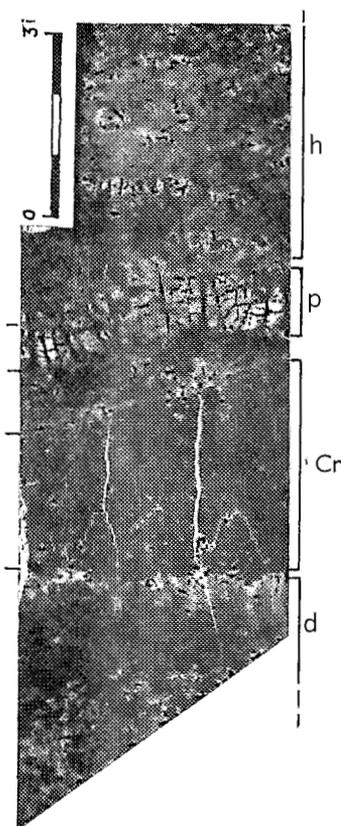
— des basaltes auxquels sont associées des formations de pillow-lavas, des spilites et des dacites. Cet ensemble volcanique, épais de 4 000 m, serait d'âge crétacé (*cf. chap. II, p. 28*).

Le passage entre les péridotites à structure de cumulats, les gabbros et les roches volcaniques serait progressif et DAVIES (1971) propose pour expliquer l'association de ces termes une hypothèse qui rejoint nos propres conclusions (*cf. chap. IV, C*). D'autre part, des « tonalites », datées par DAVIES (1971, p. 23) de l'Eocène moyen, injectent les gabbros et les basaltes.

Bien que les basaltes soient présents, comme en Nouvelle-Calédonie, sous les massifs ultrabasiques (*cf. DAVIES, 1971, carte h.t., coupe CD*), les roches volcaniques se disposent préférentiellement au toit de ceux-ci. A cette différence près, l'appareil néo-guinéen est similaire à l'appareil néo-calédonien. Comme ce dernier, sa mise en place eut lieu vraisemblablement à l'Oligocène, durant une phase tardive des plissements cénozoïques. C'est pourquoi on peut penser, bien que les données géochronologiques concernant, dans ces deux appareils, les basaltes et les roches acides intrusives, soient divergentes (*cf. chap. II et V*), que tous deux sont les expressions d'un même phénomène dont nous analysons plus loin le mécanisme (*cf. chap. VII*).

Ces deux appareils appartiennent à une même zone structurale, à savoir l'arc mélanésien interne (*cf. carte h.t. n° 1*). Il n'est toutefois pas possible de vérifier si ceux présents dans la partie externe de cet arc (massifs des îles Salomon et de l'île Pentecôte, aux Nouvelles-Hébrides) montrent une configuration et une disposition comparables.

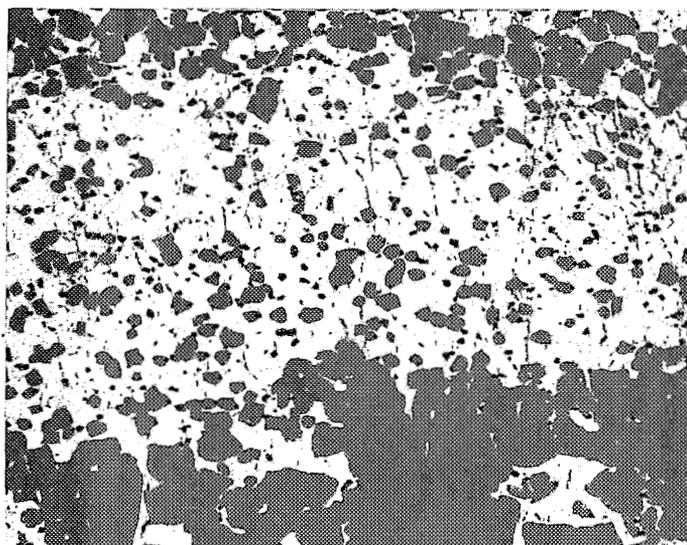




10 - 11. Deux aspects fréquents du gisement de la chromite dans les roches de la masse péridotitique principale :

cliché 10 : cumulat de cristaux de spinelle chromifère dans un niveau dunitique (massif de Tiéa).

cliché 11 : ruban centimétrique de chromite (Cr) au toit d'un niveau de dunite serpentinisée (d), auquel succède un mince niveau de pyroxénite (p), puis des harzburgites (h).



12. ( $\times 7$ ). Détail d'un cumulat de cristaux de spinelle chromifère et de péridot.

Dunite - Bassin de la rivière Kalouéhola.

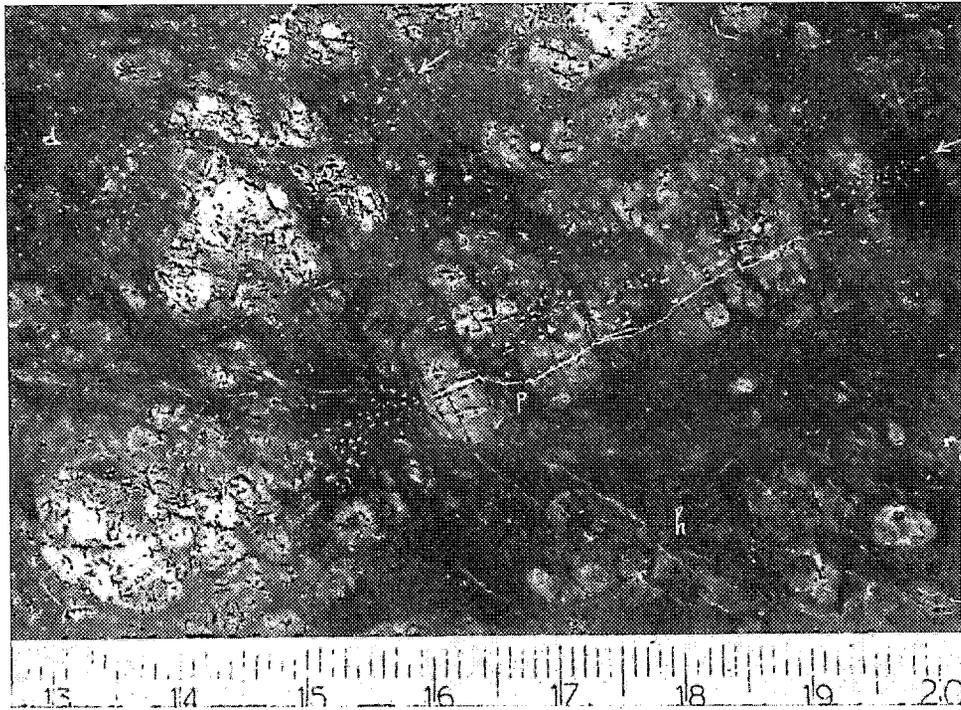


13. Séquence lithologique type.

- p : rubans de pyroxénite
- h<sub>1</sub> : harzburgite à agglomérats de cristaux de pyroxène
- h<sub>2</sub> : harzburgite à monocristaux de pyroxène
- d : dunite à rares cristaux de pyroxène

Les flèches indiquent les zones de chaque séquence où les sulfures sont présents.

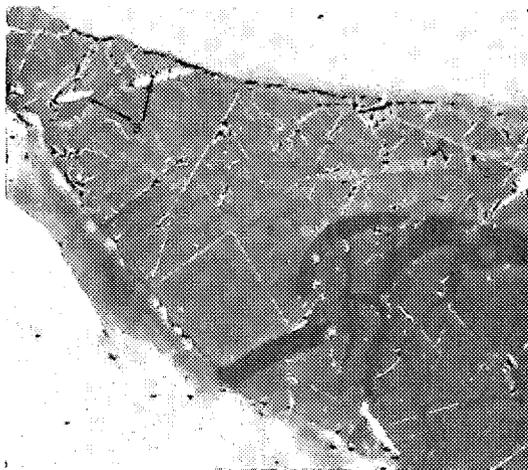
Bassin de la rivière Bleue.



14. Microphotographie d'un ruban pyroxénitique à disséminations sulfurées (cliché de surface polie).

Les sulfures sont disposés dans la pyroxénite (p) selon deux alignements parallèles ( ← ), conformes au litage ; ils se présentent, en outre, en très petits grains dans la harzburgite (h).

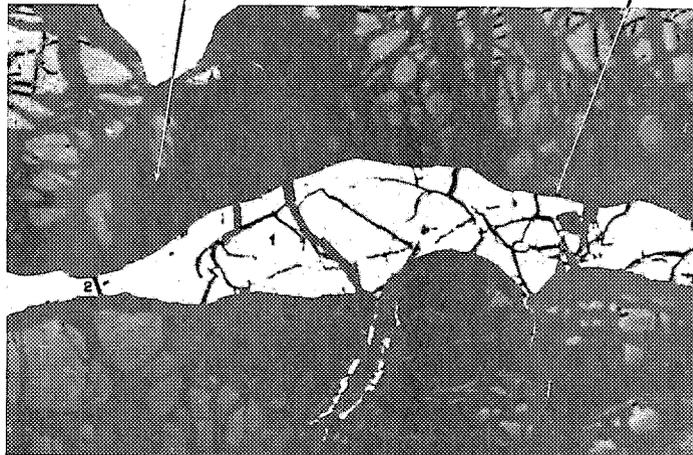
Bassin de la rivière Bleue.



Cliché 15a (x220) . NC



Cliché 15b (x220)



Cliché 15 (x 30)

La pentlandite (1) forme ici le cœur du grain. Elle est entourée par un minéral à forte anisotropie (2) de formule  $Ni_4S_3$ .

On peut voir (cliché 15a) des lamelles d'exsolution de cubanite (3) et de mackinavite (4) cristallographiquement orientées dans ce minéral qui renferme en outre (5, cliché 15b) de petites plages d'awaruite primaire.

Composition des minéraux nickélifères (déterminée à la microseconde) :

pentlandite :  $Fe_{0,32}Ni_{0,32}S_{0,36}$  (cœur de la plage de pentlandite)

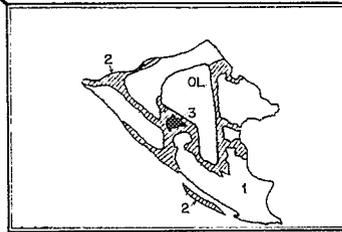
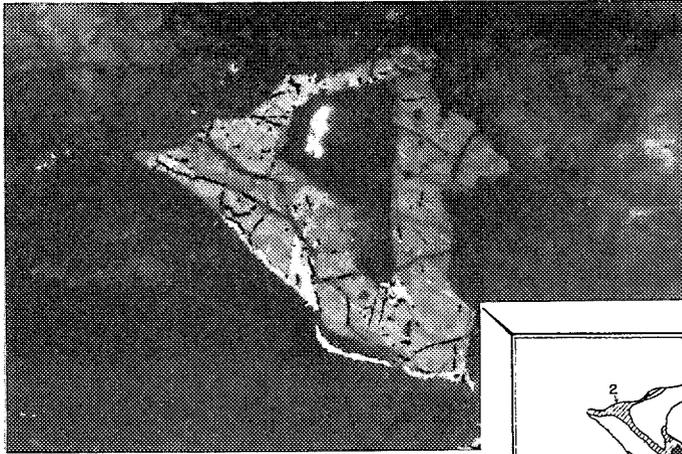
$Fe_{0,32}Ni_{0,33}S_{0,35}$  (périphérie)

minéral n° 2 :  $Ni_{0,70}S_{0,30}$

awaruite :  $Fe_{0,26}Ni_{0,74}$

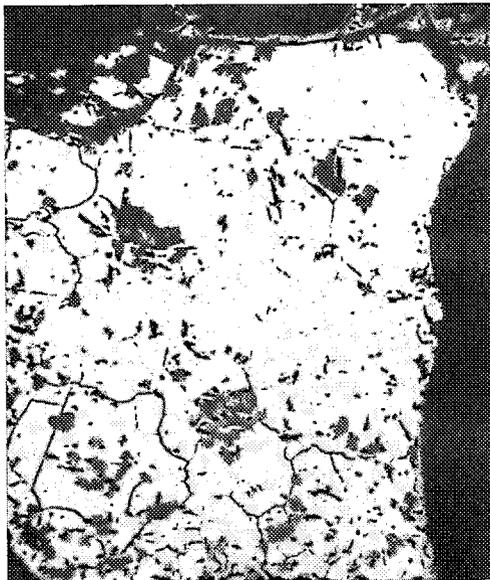
Ces deux derniers minéraux, qui succèdent à la pentlandite, traduisent donc un appauvrissement très rapide en soufre.

Harzburgite. Concession « Française » (Poro).



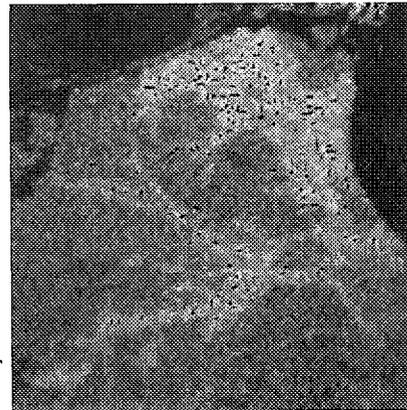
16. ( $\times 30$ ) NC. Plage de pentlandite (1) enveloppant un grain de péridot (OL) : la pentlandite est parcourue de veines de millérite (2)   reliques de heazlewoodite (3).

Il semble qu'ici la millérite se soit formée par cémentation aux dépens de ces deux minéraux. Harzburgite. Permis « Réserve » (Canala).

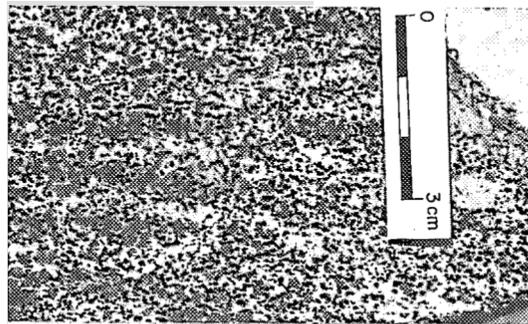
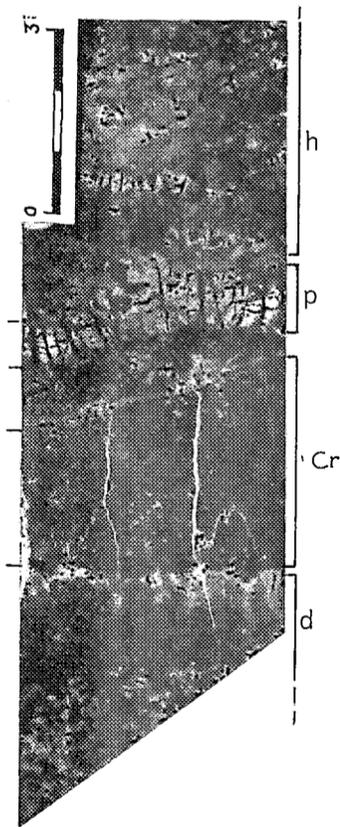


17. ( $\times 220$ ). Plage de pentlandite sillonnée de veinules de heazlewoodite (zones les plus claires) : ce minéral qui se rencontre également à la périphérie de la pentlandite semble être de formation sensiblement plus récente que celle-ci.

Orthopyroxénite. Monts des Koghis (Nord de Nouméa).



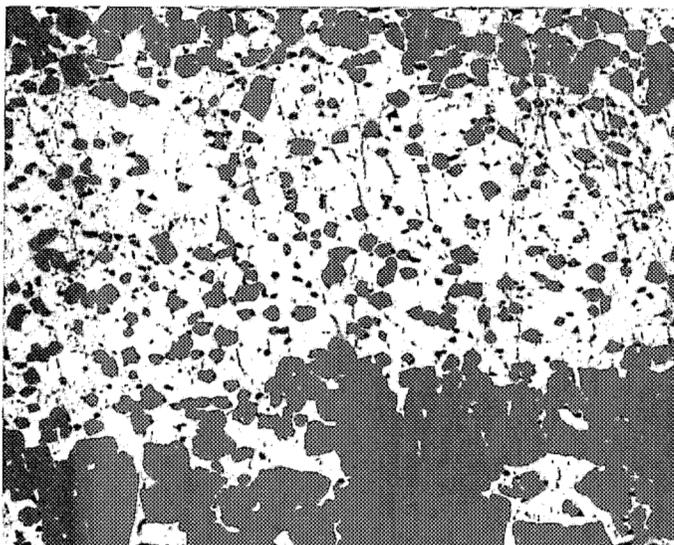
18. ( $\times 220$ ). Distribution du nickel dans le secteur N.E de la plage sulfurée ci-contre. Le cliché révèle les contours de la heazlewoodite ainsi que l'enrichissement marginal en nickel.



10 - 11. Deux aspects fréquents du gisement de la chromite dans les roches de la masse péridotitique principale :

cliché 10 : cumulat de cristaux de spinelle chromifère dans un niveau dunitique (massif de Tiéa).

cliché 11 : ruban centimétrique de chromite (Cr) au toit d'un niveau de dunite serpentinisée (d), auquel succède un mince niveau de pyroxénite (p), puis des harzburgites (h).



12. ( $\times 7$ ). Détail d'un cumulat de cristaux de spinelle chromifère et de péridot.

Dunite - Bassin de la rivière Kalouéhola.

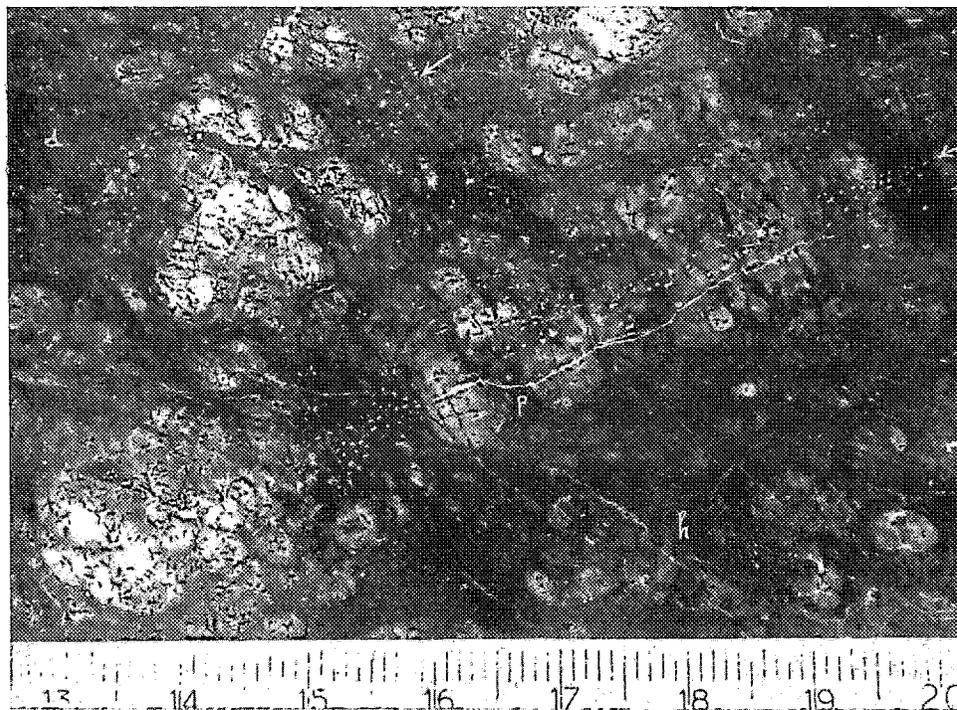


13. Séquence lithologique type.

- p : rubans de pyroxénite
- h<sub>1</sub> : harzburgite à agglomérats de cristaux de pyroxène
- h<sub>2</sub> : harzburgite à monocristaux de pyroxène
- d : dunite à rares cristaux de pyroxène

Les flèches indiquent les zones de chaque séquence où les sulfures sont présents.

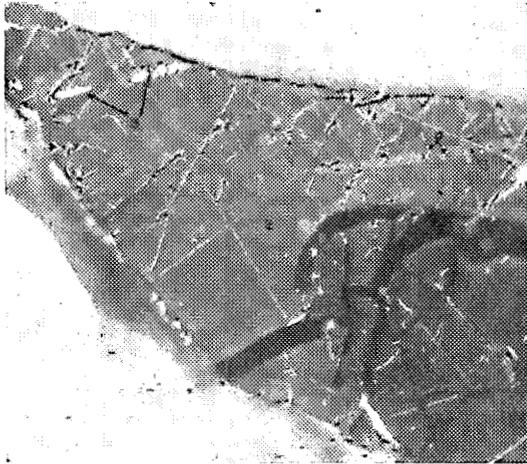
Bassin de la rivière Bleue.



14. Microphotographie d'un ruban pyroxénitique à disséminations sulfurées (cliché de surface polie).

Les sulfures sont disposés dans la pyroxénite (p) selon deux alignements parallèles ( ← ), conformes au litage ; ils se présentent, en outre, en très petits grains dans la harzburgite (h).

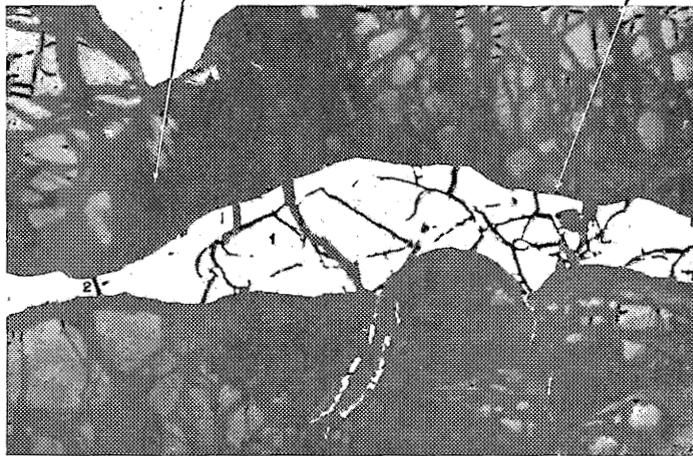
Bassin de la rivière Bleue.



Cliché 15a (x 220) - NC



Cliché 15b (x 220)



Cliché 15 (x 30)

La pentlandite (1) forme ici le cœur du grain. Elle est entourée par un minéral à forte anisotropie (2) de formule  $Ni_4S_3$ .

On peut voir (cliché 15a) des lamelles d'exsolution de cubanite (3) et de mackinavite (4) cristallographiquement orientées dans ce minéral qui renferme en outre (5, cliché 15b) de petites plages d'awaruite primaire.

Composition des minéraux nickélifères (déterminée à la microseconde) :

pentlandite :  $Fe_{0,32}Ni_{0,32}S_{0,36}$  (cœur de la plage de pentlandite)

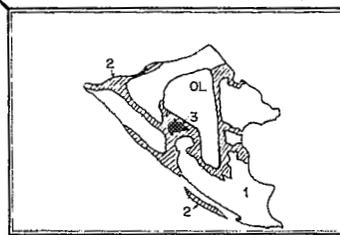
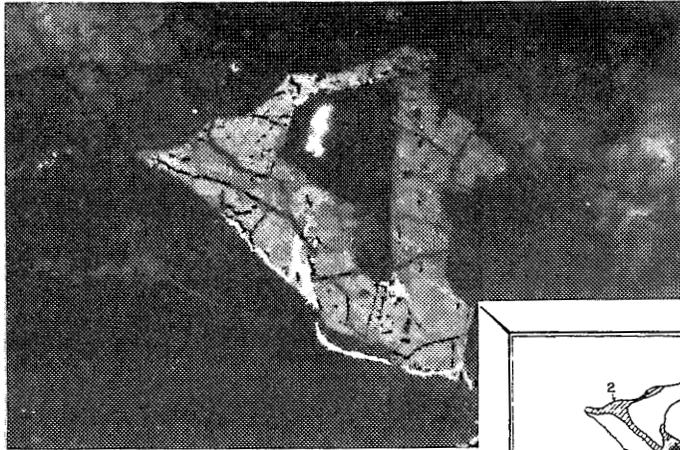
$Fe_{0,32}Ni_{0,33}S_{0,35}$  (périphérie)

minéral n° 2 :  $Ni_{0,70}S_{0,30}$

awaruite :  $Fe_{0,26}Ni_{0,71}$

Ces deux derniers minéraux, qui succèdent à la pentlandite, traduisent donc un appauvrissement très rapide en soufre.

Harzburgite. Concession « Française » (Poro).



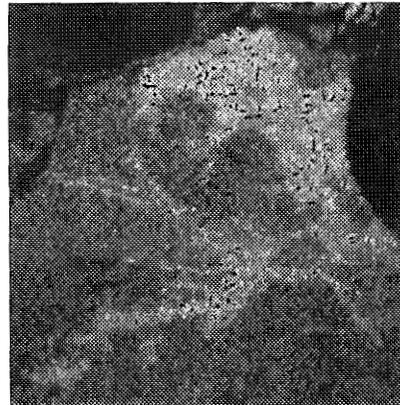
16. ( $\times 30$ ) NC. Plage de pentlandite (1) enveloppant un grain de péridot (OL) : la pentlandite est parcourue de veines de millérite (2) à reliques de heazlewoodite (3).

Il semble qu'ici la millérite se soit formée par céméntation aux dépens de ces deux minéraux. Harzburgite. Permis « Réserve » (Canala).



17. ( $\times 220$ ). Plage de pentlandite sillonnée de veinules de heazlewoodite (zones les plus claires) : ce minéral qui se rencontre également à la périphérie de la pentlandite semble être de formation sensiblement plus récente que celle-ci.

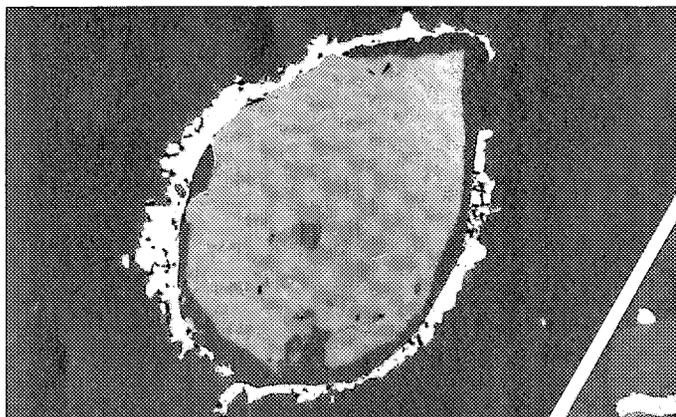
Orthopyroxénite. Monts des Koghis (Nord de Nouméa).



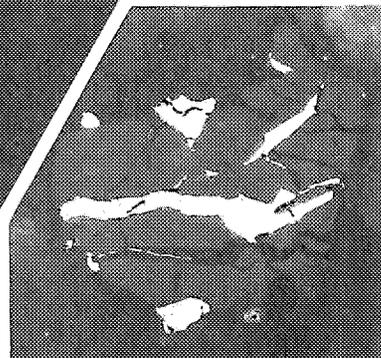
18. ( $\times 220$ ). Distribution du nickel dans le secteur N.E de la plage sulfurée ci-contre. Le cliché révèle les contours de la heazlewoodite ainsi que l'enrichissement marginal en nickel.

19a ( $\times 50$ ) - 19b ( $\times 50$ ) - 19c ( $\times 50$ ) - 19d ( $\times 100$ ).

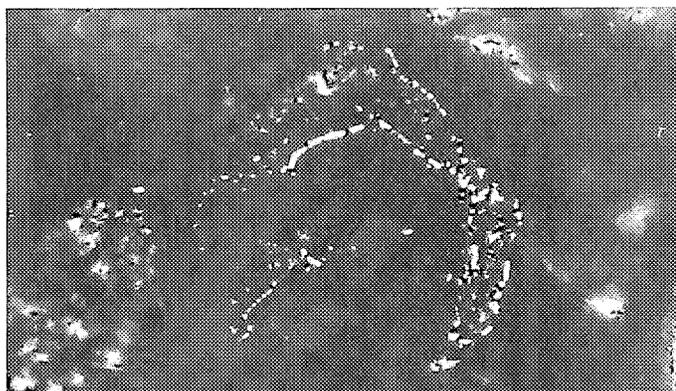
Quelques aspects particuliers de la cristallisation de la pentlandite (ici dans les harzburgites de la région de Poro) :



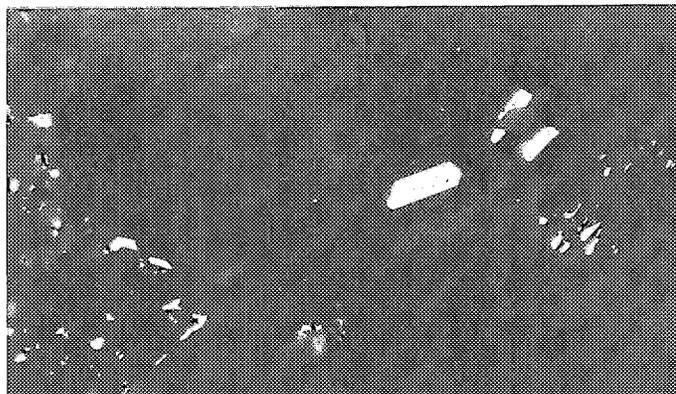
19a : en nourrissage d'un grain de chromite



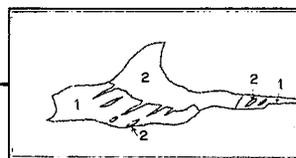
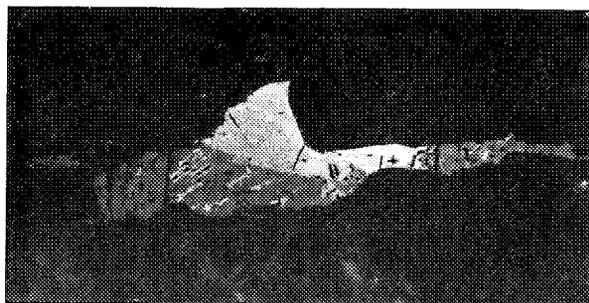
19b : inclusions primaires dans la chromite (amorce de corrosion par la pentlandite) ▶



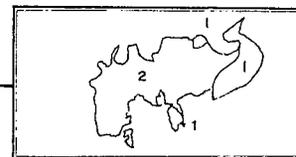
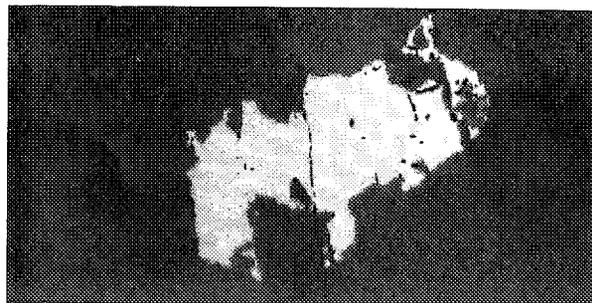
19c : pentlandite épigénisant un grain de péridot serpentinisé.



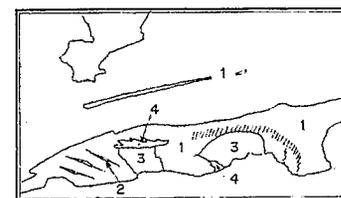
19d : cristaux automorphes de génération précoce inclus dans le pyroxène.



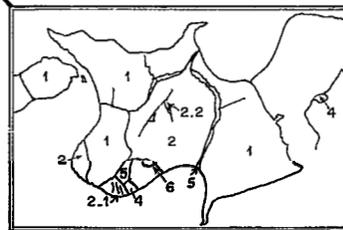
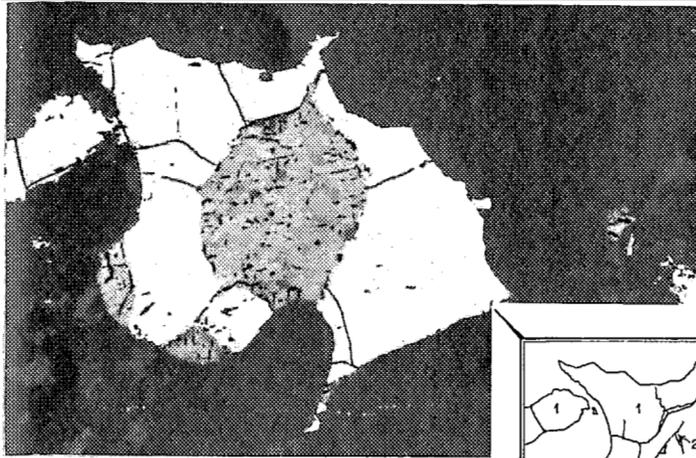
20. ( $\times 30$ ) NC. Association de la pentlandite (1) et de la millérite primaire (2) : la millérite forme aussi des exsolutions, également orientées, à l'intérieur de la pentlandite. Orthopyroxénite. Permis « Réserve » (Canala).



21. ( $\times 100$ ). Association de la pentlandite (1) et de la pyrrhotite nickélique (2) : la pentlandite renferme des inclusions très fines de millérite et de mackinavite non discernables sur ce cliché. Harzburgite. Concession « Française » (Poro).

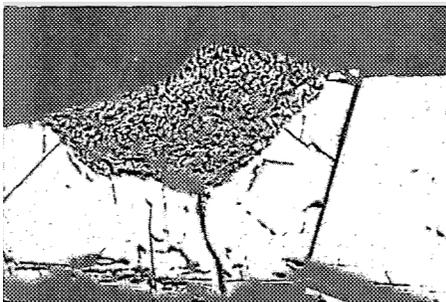


22. ( $\times 50$ ). Agrégat de chalcopryrite (1), à exsolutions de bornite (2), et de chalcocite (3). Le contact entre ces deux minéraux est localement souligné par une frange de digénite (4). Harzburgite. Permis « Réserve » (Canala).

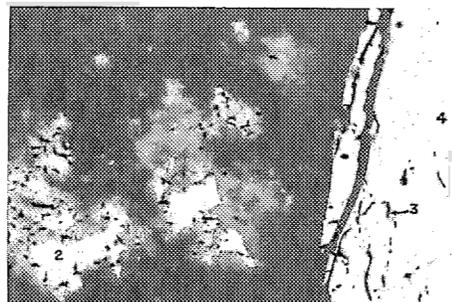


23. ( $\times 50$ ). Association de la pentlandite (1) et de la chalcocite (2) : la chalcocite renferme des exsolutions de bornite (2-1) et est parcourue de filonnets de chalcopyrite et de bornite (2-2).

Il existe entre la chalcocite et la pentlandite une auréole réactionnelle formée de chalcopyrite (4) et de millérite (5) ainsi que de la mackinavite (6). Harzburgite. Parmi « Réserve » (Canala).



24. ( $\times 50$ ). Zone myrmékitique composée de chalcocite et de pentlandite (correspondant à la cristallisation simultanée de ces minéraux), à la périphérie d'une plage de pentlandite.

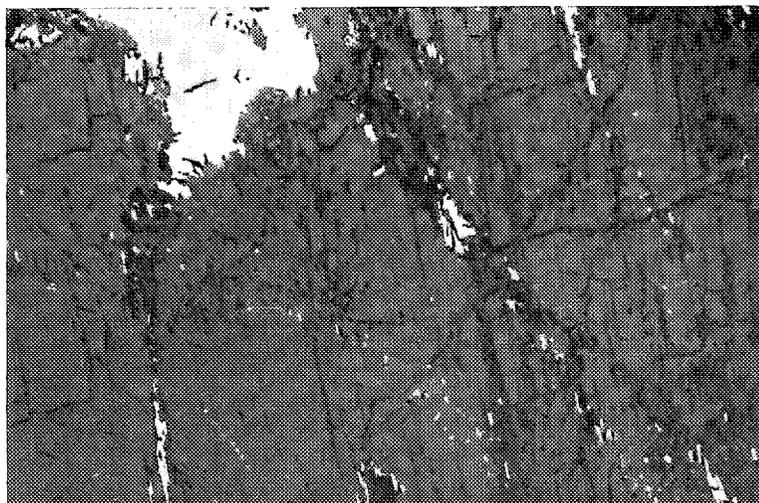


25. ( $\times 100$ ). Cuprite (1) à inclusions de cuivre natif (2), formé par oxydation de la chalcocite.

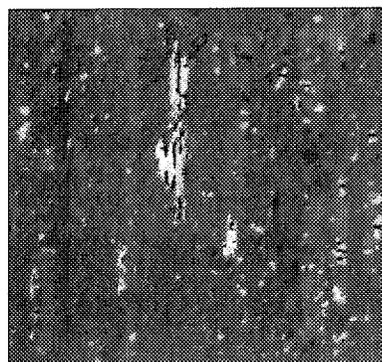
Par ailleurs exsolutions de chalcocite (3) dans la pentlandite (4).

Orthopyroxénite. Concession « Française » (Poro).

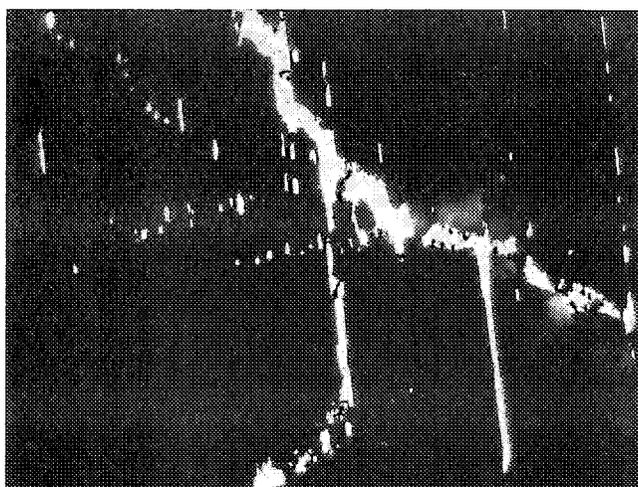
PLANCHE XII



26a ( $\times 30$ ). Orthopyroxénite. Permis « Réserve » (Canala).



26b ( $\times 100$ ). Webstérite (plaine des pirogues).



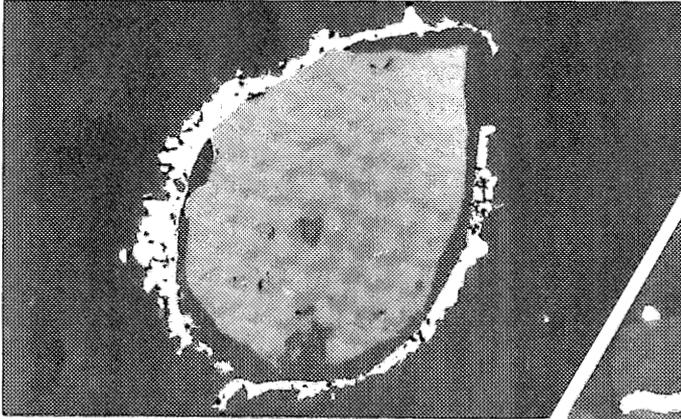
26c ( $\times 100$ ). Orthopyroxénite. Concession « Française » (Poro).

On observe sur les clichés 26a et 26c des inclusions primaires de pentlandite allongées dans un des plans de clivage de l'enstatite. Par ailleurs des granules arrondis de pentlandite se développent à l'intersection de ce clivage et des lignes de fracture. Il semble que dans ce cas il y ait eu destabilisation partielle des inclusions primaires, suivie par une phase de recristallisation sous-tension. Cette pentlandite de génération tardive peut injecter les différents minéraux (cf. clichés 27a et 27b) et en épouser tous les défauts structuraux.

Dans les webstérites de la zone de transition entre les dunites et les gabbros ce phénomène ne s'est pas produit. On observe (cliché 26b) des inclusions allongées de pentlandite (1) étroitement associée à de la magnétite (2) dans les plans 100 du diopside.

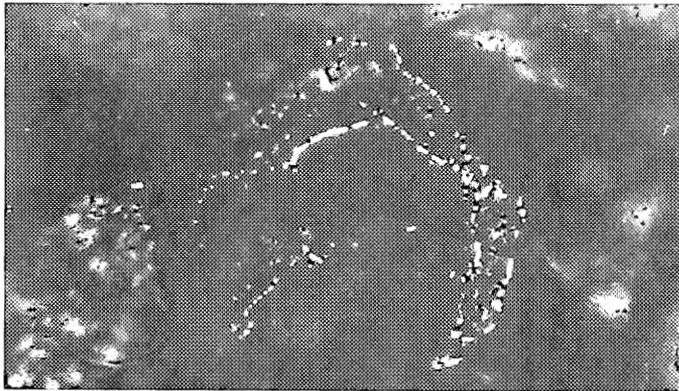
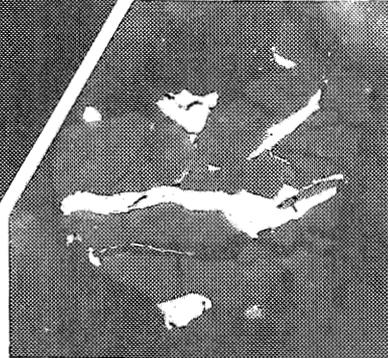
19a ( $\times 50$ ) - 19b ( $\times 50$ ) - 19c ( $\times 50$ ) - 19d ( $\times 100$ ).

Quelques aspects particuliers de la cristallisation de la pentlandite (ici dans les harzburgites de la région de Poro) :

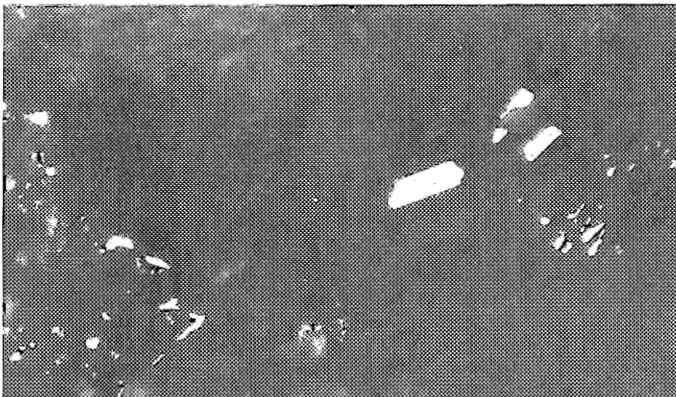


19a : en nourrissage d'un grain de chromite

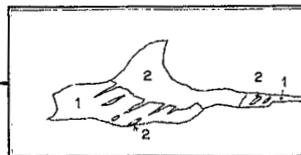
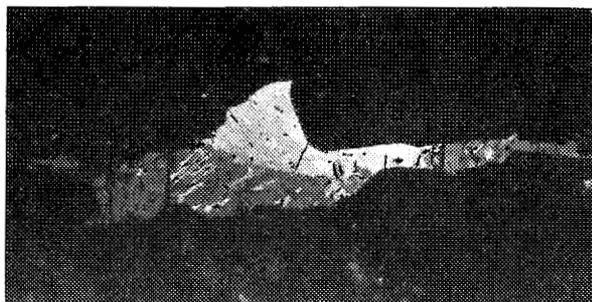
19b : inclusions primaires dans la chromite (amorce de corrosion par la pentlandite)



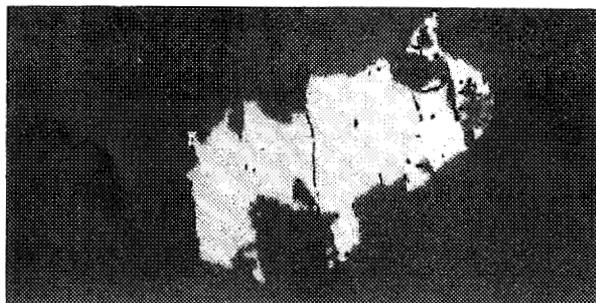
19c : pentlandite épigénisant un grain de péridot serpentinisé.



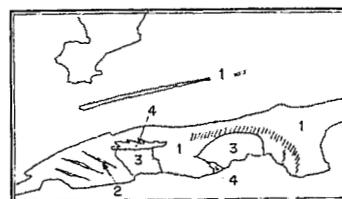
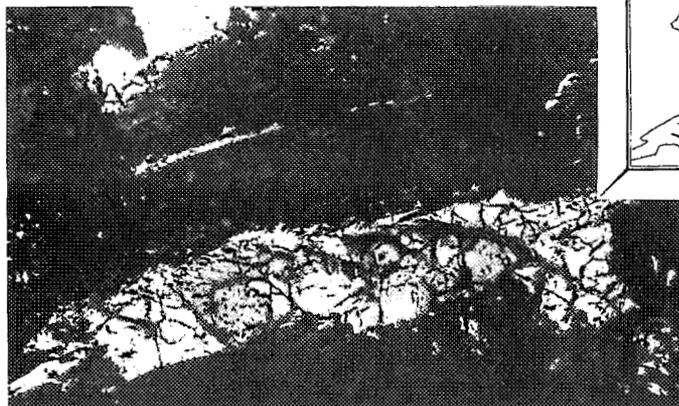
19d : cristaux automorphes de génération précoce inclus dans le pyroxène.



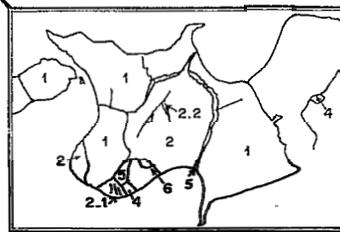
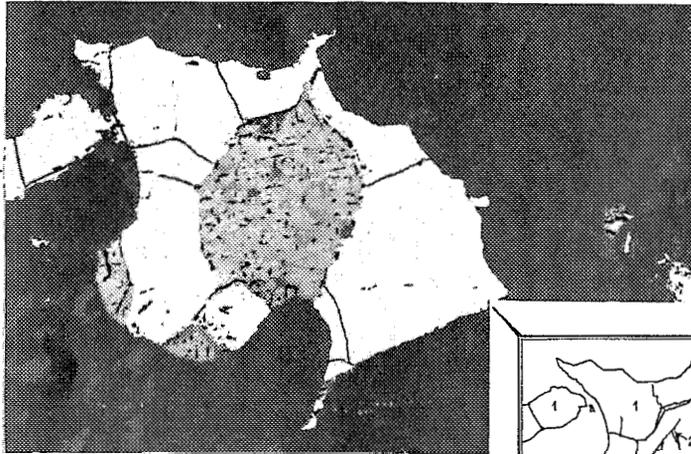
20. ( $\times 30$ ) NC. Association de la pentlandite (1) et de la millérite primaire (2) : la millérite forme aussi des exsolutions, également orientées, à l'intérieur de la pentlandite. Orthopyroxénite. Permis « Réserve » (Canala).



21. ( $\times 100$ ). Association de la pentlandite (1) et de la pyrrhotite nickéifère (2) : la pentlandite renferme des inclusions très fines de millérite et de mackinavite non discernables sur ce cliché. Harzburgite. Concession « Française » (Poro).

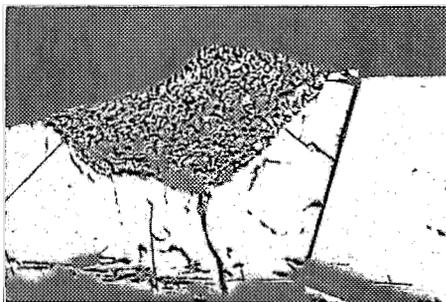


22. ( $\times 50$ ). Agrégat de chalcoppyrite (1), à exsolutions de bornite (2), et de chalcocite (3). Le contact entre ces deux minéraux est localement souligné par une frange de digénite (4). Harzburgite. Permis « Réserve » (Canala).

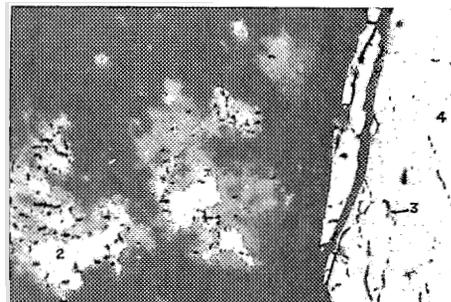


23. ( $\times 50$ ). Association de la pentlandite (1) et de la chalcocite (2) : la chalcocite renferme des exsolutions de bornite (2-1) et est parcourue de filonnets de chalcopyrite et de bornite (2-2).

Il existe entre la chalcocite et la pentlandite une auréole réactionnelle formée de chalcopyrite (4) et de millérite (5) ainsi que de la mackinavite (6). Harzburgite. Parnis « Réserve » (Canala).



24. ( $\times 50$ ). Zone myrmékitique composée de chalcocite et de pentlandite (correspondant à la cristallisation simultanée de ces minéraux), à la périphérie d'une plage de pentlandite.

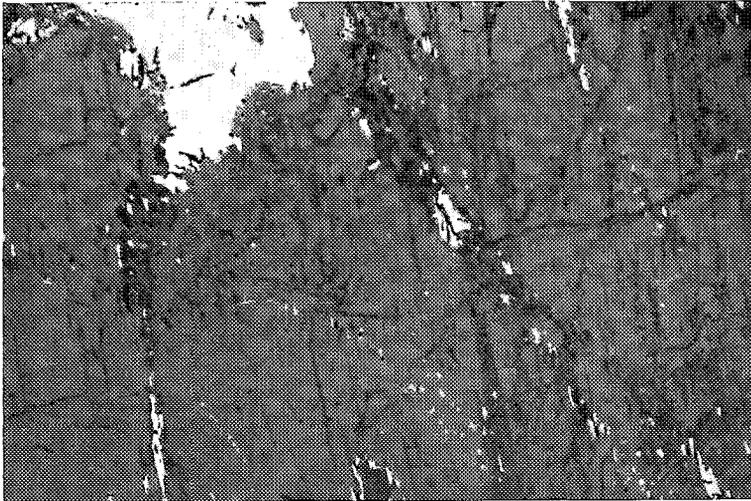


25. ( $\times 100$ ). Cuprite (1) à inclusions de cuivre natif (2), formé par oxydation de la chalcocite.

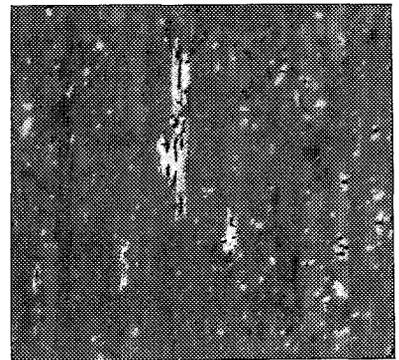
Par ailleurs exsolutions de chalcocite (3) dans la pentlandite (4).

Orthopyroxénite. Concession « Française » (Poro).

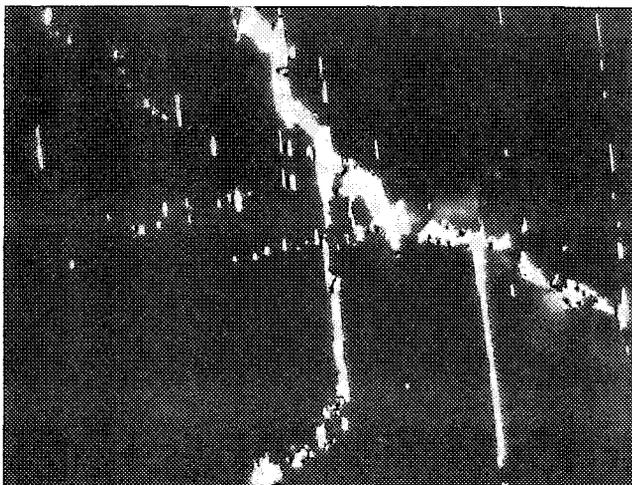
PLANCHE XII



26a ( $\times 30$ ). Orthopyroxénite. Permis « Réserve » (Canala).



26b ( $\times 100$ ). Websterite (plaine des pirogues).



26c ( $\times 100$ ). Orthopyroxénite. Concession « Française » (Poro).

On observe sur les clichés 26a et 26c des inclusions primaires de pentlandite allongées dans un des plans de clivage de l'enstatite. Par ailleurs des granules arrondis de pentlandite se développent à l'intersection de ce clivage et des lignes de fracture. Il semble que dans ce cas il y ait eu destabilisation partielle des inclusions primaires, suivie par une phase de recristallisation sous-tension. Cette pentlandite de génération tardive peut injecter les différents minéraux (cf. clichés 27a et 27b) et en épouser tous les défauts structuraux.

Dans les webstérites de la zone de transition entre les dunites et les gabbros ce phénomène ne s'est pas produit. On observe (cliché 26b) des inclusions allongées de pentlandite (1) étroitement associée à de la magnétite (2) dans les plans 100 du diopside.

---

## LES ROCHES ACIDES INTRUSIVES, POSTÉRIEURES A LA MISE EN PLACE DE L'APPAREIL

Nous avons précédemment signalé la présence de petits batholithes et de sills de roches granitiques et dioritiques dans l'appareil ultrabasique néo-calédonien (GUILLON, 1969; GUILLON et ROUTHIER, 1971). Nous nous limiterons à rappeler ici les principaux faits mis en évidence.

### Répartition et caractères de gisement

Ces roches sont principalement présentes dans le sud de l'île où elles injectent les deux ensembles lithologiques qui composent l'appareil néo-calédonien, ainsi que les formations sédimentaires et volcaniques de son substratum. Dans le massif du sud, elles s'observent principalement dans la région de Koum-Borindi (*cf. carte h.t. n° 2*) et à proximité de sa limite méridionale (région de St-Louis et bassin de la rivière des Pirogues). Les roches acides s'y présentent sous la forme de petits batholithes, au sein desquels subsistent des enclaves, non déplacées, de l'encaissant (GUILLON, 1969, *carte h.t.*) et comportant à leur périphérie un réseau extrêmement complexe de digitations. Elles forment également des sills et des filons individualisés qui pénètrent les roches ultrabasiques, au contact desquelles ils présentent un liseré constitué de clinocllore et de fibres d'anthophyllite. Dans les massifs péridotitiques de la côte occidentale, les manifestations acides sont, par contre, extrêmement rares.

Il semble bien que la mise en place des roches acides au sein du massif du sud ait été contrôlée par des accidents structuraux, qu'il s'agisse des fractures qui l'affectent ou encore de son contact basal. Ainsi, les sills de roches acides jalonnent, dans le massif, le tracé des failles principales, de directions N 110 à 130° E et N 170° E (*cf. carte h.t. n° 2*).

### Composition

Les roches acides montrent une grande hétérogénéité de composition. Les pointements qui apparaissent dans la région de Koum-Borindi sont, dans leur ensemble, formés d'un granite alcalin à grain fin, composé d'orthose, de microcline, d'albite, de quartz et de biotite (analyse n° 1-4, tableau XII). Ceux de la région de St-Louis sont constitués d'une granodiorite à orthose, oligoclase, quartz, biotite et hornblende (analyses n° 5-8, tableau XII) ; le contact entre les péridotites et la granodiorite est, ici, souligné par une zone plus riche en hornblende et parfois par des fibres d'anthophyllite. L'ensemble acide qui affleure

dans le bassin de la rivière des Pirogues et dans les bassins adjacents (rivière Lembi, rivière Blanche...) est formé par un noyau de granite calco-alkalin leucocrate à biotite et hornblende (analyses n° 12-13, tableau XII), une zone plus externe de diorite quartzique à hornblende (analyses n° 10-11, tableau XII), enfin une auréole très mince et discontinue de hornblendites feldspathiques (analyse n° 9, tableau XII).

TABLEAU XII

Composition chimique de quelques roches acides du massif du sud

N° réf. graph. ....	GROUPE I				GROUPE II				GROUPE III				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub> .....	69,10	66,80	71,90	67,10	67,40	68,50	64,40	64,50	48,30	49,20	66,50	69,80	76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	17,80	16,60	14,80	16,50	16	15,20	17,30	16,90	14,60	18,50	15,40	15,10	13,20
FeO .....	0,57	1,82	0,78	1,82	1,50	1,45	2,90	2,86	7,35	6,95	3,87	2,28	0,18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....	0,18	1,50	1,41	1,81	0,85	1,01	1,21	1,45	2,72	2,35	1,35	0,50	0,41
MgO .....	1,20	0,48	0	0,49	2,24	1,34	1,98	1,98	12,50	10,20	2,28	2,50	0,85
MnO .....	0,01	0,06	0,02	0,05	0,11	0,08	0,05	0,05	0,16	0,13	0,06	0,05	0,03
CaO .....	0,28	1,51	0,53	0,68	3	2,80	3,66	3,72	8,80	6,65	5,11	3,30	1,70
Na <sub>2</sub> O .....	4,11	4,19	3,60	3,89	4,15	4,86	4,41	4,42	2,20	2,60	4,46	4,50	5,30
K <sub>2</sub> O .....	4,44	2,88	4,08	3,06	2,65	2,85	2,57	2,43	0,20	0,23	0,24	0,15	1,05
TiO <sub>2</sub> .....	0,22	0,42	0,05	0,43	0,60	0,41	0,50	0,66	0,45	0,45	0,20	0,30	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> .....	1,27	2,46	2,78	2,74	0,95	0,64	0,95	0,71	1,24	2,35	0,81	0,81	0,44
Σ .....	99,18	98,72	99,95	98,57	99,45	99,14	99,93	99,68	98,52	99,61	100,28	99,29	99,24

Groupe I : Granites alcalins à biotite du massif de Koum (région de Borindi).

Groupe II : Granodiorites à biotite et hornblende du massif de Saint-Louis.

Groupe III : Ensemble de la haute vallée des Pirogues évoluant depuis des granites, localisés au cœur de cet ensemble (an. 12-13), jusqu'à des hornblendites feldspathiques à la périphérie (an. 9).

Analyses effectuées par fluorescence X au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université de Paris VI et reprises de GUILLOU et ROUTHIER (1971, tabl. III).

Cette zonalité et les faits relevés dans cet ensemble nous ont conduit (*cf.* GUILLOU, 1969; p. 22) à envisager la possibilité d'une contamination progressive du magma granitique au cours de sa mise en place dans le massif; cette endomorphose pourrait s'expliquer par l'utilisation des matériaux basiques, à la suite de la recristallisation métasomatique de ceux-ci. Depuis cette date l'hypothèse que nous avons émise n'a cependant pas donné lieu à des études complémentaires.

Sous la forme de sills et de filons, extrêmement nombreux dans le massif du sud, s'observent des pegmatites à biotite ou à tourmaline, des microgranites, des microdiorites quartziques ainsi que des diorites pegmatitiques à phénocristaux de hornblende. Il faut, en outre, signaler la présence, au sein des péridotites et des gabbros ou au contact de ceux-ci et des pointements granitiques, de dykes quartzeux d'origine hydrothermale.

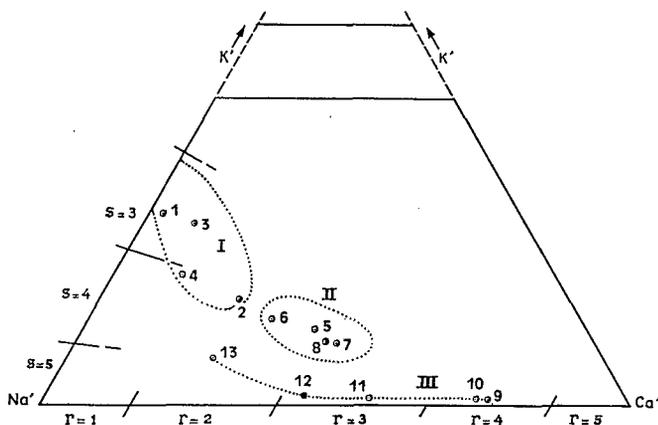


FIG. 29. — Répartition des roches acides du massif du sud (t. XII, an. 1-13) en fonction des quantités relatives en calcium, sodium et potassium feldspathisables.

$$r = \frac{K_2O' + Na_2O'}{CaO'} \quad \text{et} \quad s = \frac{K_2O'}{Na_2O'}$$

sont des paramètres de la classification CIPW-Lacroix.

I Zone granitique de Koum.

II Zone granitique de Saint-Louis.

III Ensemble de la haute vallée des Pirogues.

Si les roches acides présentes dans la partie méridionale du massif du sud sont dans leur ensemble de composition calco-alcaline, il apparaît par contre que celles affleurant dans son secteur septentrional (région de Koum-Borindi) révèlent une tendance alcaline affirmée qui s'exprime notamment par des granites alcalins et des sills d'albite à biotite (1).

Dans le massif du sud, les roches acides ne sont pas mylonitisées. Dans la partie de ce massif qui s'étend au sud de la grande faille-flexure longitudinale ainsi que dans les massifs de la côte occidentale, qui appartiennent à la même zone structurale (*cf.* chap. III), ces roches portent au contraire des traces profondes de déformation. Ainsi à l'île Ouen, les roches acides sont toujours extrêmement cataclasées : le quartz recristallise en formant de petits cristaux engrenés qui cimentent les minéraux résiduels ; la hornblende et la trémolite, formée à ses dépens, s'organisent en conférant à la roche une schistosité. Cette particularité sera confrontée, au chapitre suivant, à l'ensemble des anomalies structurales relevées dans la partie occidentale de la Nouvelle-Calédonie.

(1) ROUTHIER (1953, p. 198-199) a signalé la présence dans un sill serpenteux de la région d'Arama (côte nord-est de l'île) d'une albite à stilpnomélane, donc de composition comparable à ceux-ci.

### Age

Les roches acides étant présentes dans les massifs péridotitiques ainsi que dans les formations de leur substratum, leur mise en place est donc postérieure à celle de l'appareil ultrabasique. Selon des mesures radiométriques effectuées à l'Université de Cleveland sur des biotites extraites des granodiorites de St-Louis, ces roches auraient un âge de  $32 \pm 3$  millions d'années (communication personnelle de J. ARONSON). Ces roches ayant subi une légère rétomorphose, qu'atteste en particulier la transformation partielle de la biotite en chlorite, il est vraisemblable qu'en fait, elles soient sensiblement plus anciennes que ces mesures nous le laissent supposer. D'autre part, on ne peut exclure qu'il y ait eu, postérieurement à l'individualisation des massifs ultrabasiques, plusieurs phases d'injection du magma acide. Le programme d'étude géochronologique de ces roches, entrepris en 1966 par ARONSON, n'ayant pu aboutir, toutes ces questions demeurent donc en suspens. En attente de mesures radiométriques nouvelles, on retiendra que la mise en place des roches acides eut lieu à l'Oligocène (1). Ces roches ne seraient donc pas contemporaines des tonalites présentes dans le grand massif ultrabasique de Nouvelle-Guinée (*cf.* chap. IV.D), celles-ci ayant selon DAVIES (1971, p. 23) un âge de 50 à 55 millions d'années. (*cf. Note infrapaginale page suivante*).

### Minéralisations associées

Les batholithes granitiques et dioritiques ainsi que les dykes quartzeux qui leur sont associés renferment diverses minéralisations ; celles-ci ne présentent cependant pas un intérêt économique.

Dans les granodiorites, notamment celles de la région de St-Louis, on observe localement des mouches et des agrégats de molybdénite et des « stockwerks » de scheelite. Les dykes et filonnets quartzeux renferment de la pyrite et des minéraux cuprifères (chalcopyrite et plus rarement cuivre gris) ; des paillettes d'or peuvent y être présentes (par exemple dans le cirque des « Grosses Gouttes » au nord de St-Louis).

Il existe dans le sillon occidental de très nombreux filons de quartz à pyrite et à chalcopyrite (*cf. carte h.t. n° 2*). Ils sont présents à la fois dans la partie serpentineuse basale des massifs péridotitiques (bordure septentrionale du massif de Tiébaghi, massif du Koniambo...) et dans leur substratum sédimentaire et basaltique (île Ouen, régions de Moindou et de Koné...). Ils semblent donc pouvoir être rattachés à la même phase de formation que ceux associés, dans le sud de l'île, aux roches acides. Par contre, les minéralisations chalcophiles du secteur côtier oriental, qu'il s'agisse des dykes quartzeux à pyrite et à chalcopyrite (vallées de la rivière Dothio et de la rivière Fanama, région de Canala...) ou à stibine (région de Nakéty) ou encore des amas de datholite à scheelite (région de Kouaoua), ne sont présentes que dans le substratum des massifs (*cf. carte h.t. n° 2*). De ce fait, rien ne permet d'affirmer qu'elles soient contemporaines des minéralisations qui accompagnent, dans le sud de l'île, les pointements dioritiques et granodioritiques.

### Origine

Les roches acides présentes dans les terrains sédimentaires mésozoïques et éocènes ou dans les basaltes, ne sont jamais situées loin du contact de ceux-ci avec les grands massifs péridotitiques. Il semble donc que leur mise en place soit un phénomène connexe de celle de l'appareil ultrabasique.

---

(1) L'extrême rareté des manifestations acides dans les massifs péridotitiques de la côte ouest nous permet de comprendre que ces roches ne s'observent pas, à l'état remanié, dans les formations détritiques, d'âge miocène, de la région de Népoui.

Il est cependant peu vraisemblable que le magma acide puisse être un produit de ségrégation formé à la suite de l'individualisation des deux ensembles lithologiques qui composent cet appareil. Il apparaît, par contre, plus probable qu'il ait son origine dans le socle sialique que le grand feuillet ultrabasique est venu recouvrir (cf. chap. I). L'étroite association de celui-ci et des roches acides pourrait s'expliquer par le fait que ce magma provient de la fusion des matériaux du socle sialique, sous l'effet des hautes pressions qui s'y sont exercées lors du chevauchement du feuillet péridotitique. Le magma acide se serait injecté dans celui-ci le long des zones de dislocation et consécutivement au relâchement des contraintes. Si cette hypothèse s'avérait exacte les roches acides constitueraient un jalon chronologique extrêmement précieux pour préciser l'âge de la mise en place des péridotites néo-calédoniennes et, de façon plus générale, pour reconstituer l'évolution géodynamique de l'arc mélanésien au Cénozoïque.

---

Au moment de mettre sous presse, nous devons faire état d'une donnée nouvelle concernant l'âge des roches granitiques post-péridotitiques, qui nous est communiquée par le Laboratoire de Géochimie Isotopique du BRGM : des mesures, effectuées par la méthode K/A sur les biotites des granodiorites de St-Louis, confèreraient à ces roches un âge de 25 millions d'années, c'est-à-dire Oligocène terminal.

Il faut signaler toutefois que l'âge, déterminé par cette méthode, demeure très aléatoire. En effet, il peut parfaitement marquer la phase hydrothermale responsable de la chloritisation de la biotite, au cas où l'élévation de la température aurait été suffisamment importante pour libérer la totalité de l'argon radiogénique, créé depuis la mise en place de ces roches. Nous pensons que l'âge Rb/Sr ( $32 \pm 3$  millions d'années) peut grossièrement représenter leur formation et l'âge K/A (25 millions d'années) le réchauffement qu'elles ont subies.



---

## RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LES MASSIFS ULTRABASIQUES DE L'ÎLE

Les massifs péridotitiques sont présents dans trois des domaines structuraux de l'île, à savoir le sillon ou bassin ouest-calédonien, la zone axiale qui s'articule au précédent par la grande faille-flexure longitudinale et le secteur côtier oriental, ce dernier offrant avec le bassin ouest-calédonien une identité structurale (*cf.* chap. I). L'exposé précédent a montré que les massifs situés dans ces trois zones présentent entre eux plusieurs distinctions notables, tant en ce qui concerne leur disposition par rapport aux formations de leur substratum, que leur structure interne. Nous en établirons ici un bilan sommaire avant d'examiner les relations existant entre les éléments constitutifs de l'appareil dans les différents massifs.

### Variations concernant la disposition de la surface basale des massifs (*cf.* chap. III)

Dans le bassin ouest-calédonien le plancher des massifs est horizontal ou plonge vers le SSW sous un angle très faible. Celui des massifs de la zone axiale est horizontal (massifs du Mont Do, du Oua-Tilou et du Tchinguou) ou pend vers le NNE (massif du sud). Le pendage vers le NNE s'accuse progressivement pour atteindre une valeur maximale de 50° sur la côte orientale.

Le plancher du grand feuillet péridotitique, dont ces massifs sont les témoins, évoque par sa disposition un bombement à grand rayon de courbure qui se coude à proximité de la côte orientale, semblant ainsi traduire l'amorce d'un enracinement de ce feuillet (*cf. carte h.t. n° 2, coupes interprétatives*). Comme nous l'avons signalé (GUILLON et ROUTHIER, 1971, p. 22), il semble d'autre part qu'un basculement vers le sud de la partie frontale de ce feuillet, se soit produit dans l'ensemble du sillon occidental.

### Variations de la structure interne des massifs (*cf.* chap. IV)

A l'exception du massif du sud, les massifs néo-calédoniens ne sont formés que de la grande masse harzburgitique. Comme nous l'avons auparavant signalé (§ A,2) celle-ci présente dans les trois domaines structuraux de l'île des différences d'ordre structural. Dans le massif du sud, hormis ses deux lobes frontaux (île Ouen et Mont-Dore) ainsi que dans les massifs isolés de la chaîne centrale (massifs du Mekraoui, du Mont Do, du Oua-Tilou et du Tchinguou) la structure de cette masse est simple et se résoud à des plis amples, légèrement déversés vers le SSW ou le SW. Dans les massifs du bassin ouest-calédonien et dans l'apophyse péridotitique qui s'étend sur la côte orientale, cette masse est de structure beaucoup plus complexe et révèle

les effets d'écaillages qui se seraient produits le long de plans de glissement, à pendage NE (dans le domaine oriental) ou SSW (dans le domaine occidental). En outre, dans ce dernier, le litage de la masse péridotitique principale est localement affecté de microplis.

Comme nous l'avons d'autre part précisé (§ A, 3) la proportion de péridotites à structure blastomylonitique, rapportée à celle des roches ultrabasiques présentant l'aspect de cumulats, est beaucoup plus grande dans les secteurs occidentaux et orientaux que dans le massif du sud. De plus, à l'île Ouen, qui est la seule zone du bassin ouest-calédonien où s'observent des masses dunito-gabbroïques (1), celles-ci sont intensément plissées et les roches qui les composent, extrêmement cataclasées (§ B.II). Dans ce domaine occidental les roches acides ont également subi des déformations profondes (*cf.* chap. V) et participent aux plissements.

Ces faits convergent pour montrer que l'appareil néo-calédonien a connu dans les deux secteurs côtiers de l'île une évolution tectonique particulière dont les effets ont été plus spécialement ressentis dans le domaine occidental, c'est-à-dire dans sa partie frontale. La distribution des unités lithologiques dans les massifs appartenant aux trois domaines structuraux de l'île va nous permettre de préciser le mécanisme de cette évolution.

#### Variations concernant la distribution des éléments constitutifs de l'appareil dans les différents massifs

La masse péridotitique principale étant, des deux ensembles lithologiques de l'appareil, le seul qui soit présent dans les différents massifs, a donc été retenue pour entreprendre leur étude comparative.

Cette masse a été subdivisée en deux unités (§ A, 7) : d'une part l'unité inférieure (ou unité 1), caractérisée par la présence de sulfures cupro-nickélicifères et de métaux natifs, d'autre part l'unité supérieure (ou unité 2), riche en concentrations chromifères et dans laquelle les deux silicates sont plus riches en nickel et le spinelle plus riche en chrome que dans l'unité inférieure (§, A 5 et 6).

Précisons tout d'abord que la cartographie de ces deux unités n'en est qu'à un stade tout à fait embryonnaire. De ce fait on ne trouvera pas ici un tableau d'ensemble, non susceptible d'être retouché, mais un essai concernant la distribution de ces deux unités lithologiques dans les différents massifs et leurs relations mutuelles.

Dans le massif du sud, à l'exception de ses deux lobes frontaux, le passage entre les deux unités est progressif et non mécanique (*cf.* également GUILLON, 1972). L'unité 1 apparaît sur sa bordure méridionale : elle affleure dans la région s'étendant entre la vallée de la rivière Dumbéa et celle de la rivière La Coulée (*cf. carte h.t. n° 2, coupe IJ*) où elle forme, en particulier, le chaînon des monts Koghis. Elle réapparaît au centre du massif. Ainsi elle s'observe, au cœur d'une structure anticlinale, à axe N 120° E, depuis le lac de Yaté (région de Ouénarou et bassin de la rivière Bleue) jusque dans la vallée de la rivière Kalouéholà (*cf. carte h.t. n° 2 et coupes GH et KL*). Cette unité, dont l'épaisseur peut être estimée à quelques centaines de mètres, passe en continuité à l'unité supérieure (2) ; celle-ci forme la part prépondérante du massif du sud. Les masses dunito-gabbroïques intersectent les deux unités superposées (*carte h.t. n° 2, coupes IJ et KL*).

Il semble que dans les autres massifs ultrabasiques de la chaîne centrale la masse péridotitique principale présente une disposition analogue. Dans un de ceux-ci, à savoir le massif du Tchingou, l'unité inférieure qui affleure sur sa bordure septentrionale, passe transitionnellement vers le sud à l'unité supérieure.

(1) A l'exception des petits affleurements de gabbros, pincés le long de la grande faille-flexure longitudinale et apparaissant à l'embouchure de la rivière N'Go et de la rivière des Pirogues (*cf. carte h. t. n° 2*).

(2) Le passage progressif entre les deux unités peut être, en particulier, constaté le long d'une coupe NS, faite au niveau de la piste du Dzumac, entre la plaine de la Dumbéa et le bassin de la rivière Kalouéholà (affluent de la Tontouta).

Dans l'ensemble de ce massif, le litage présente un pendage constant vers le sud (*cf. carte h.t. n° 2 et coupe AB*) et n'est pas affecté de microplis.

L'unité inférieure jalonne la bordure méridionale de l'apophyse péridotitique qui s'étend sur la côte orientale de l'île. Cette unité, dont l'épaisseur est approximativement de 1 500 m, s'observe notamment au sud du pic Me Aïeu (région de Canala), sur la rive gauche de la rivière Kouaoua (zone dite de « Méa ») et dans la région du pic Néou Mindiou, au sud de Poro (*cf. fig. 6 et carte h.t. n° 2*). Le litage plongeant vers le NNE ou le NW, l'unité inférieure est progressivement relayée vers le nord par l'unité 2 (*carte h.t. n° 2, coupes CD et EF et fig. 6*). Plus au nord les deux unités superposées sont surmontées par une grande écaille, uniquement formée de l'unité 2 et dont le plancher correspond à la grande faille inverse, à pendage modéré vers le NE, mise en évidence depuis Houailou jusque dans la région de Borindi (*carte h.t. n° 2*). Cette écaille présente une grande complexité structurale. Ainsi l'analyse des rubanements permet de concevoir l'existence de grands plis basculés vers le SW ainsi que la probabilité de troncatures basales des structures au niveau de son plancher (*cf. coupes de la fig. 6 et carte h.t. n° 2, coupes CD et EF*). Remarquons que c'est dans ce secteur, où l'on constate la superposition de deux grands panneaux péridotitiques, que les plus fortes anomalies gravimétriques ont été enregistrées (*cf. carte h.t. n° 2*) et qu'ainsi puisse être compris l'épaississement de la couverture ultrabasique qu'elles permettent de déduire (§ A, 2).

Les massifs du bassin ouest-calédonien sont constitués en plus grande part de l'unité 2. Plusieurs d'entre eux comportent des amas lenticulaires de chromite (massifs du Tiébaghi et du Boulinda par exemple). Mais à l'exception de ceux présents dans la partie septentrionale du massif de Tiébaghi (*cf. § B, I*) leur extension est, comparée à celle des lentilles chromifères du massif du sud, toujours très restreinte. Des roches acides (microgranites, diorites à hornblende...) sont présentes dans les massifs mais jamais, à notre connaissance, dans les formations de leur substratum ; elles sont toujours profondément cataclasées.

Dans les massifs du bassin ouest-calédonien l'unité 2 présente, comme dans le secteur oriental, une structure très complexe qui se traduit notamment par des plis cassants déversés vers le SW ou le SSE. Dans un de ces massifs, à savoir celui du Kopéto-Boulinda, l'unité 2, qui en forme la part prépondérante, repose, par l'intermédiaire d'une faille normale à pendage sud, sur un panneau péridotitique, de structure relativement simple et dont le litage montre une direction SW - NE et un pendage SE constants. Ce panneau est formé de l'unité 2, et en moindre part de l'unité 1 à disséminations sulfurées, à laquelle elle passe transitionnellement vers le NW (*cf. carte h.t. n° 2, coupe AB*).

La disposition structurale de ce massif est donc comparable à celle de l'apophyse péridotitique de la côte orientale, à cette exception près, qu'ici, l'accident marquant le contact entre les deux panneaux péridotitiques superposés est de pendage inverse de celui du grand plan de glissement relevé dans le secteur oriental (*cf. également § A, 2*). Il est donc possible de concevoir que les massifs du bassin ouest-calédonien représentent, en plus grande part, des témoins d'une grande écaille péridotitique dont la racine se situerait sur la côte orientale (étant donné le déversement général de ses structures vers le SW) et correspondrait à la zone située au NE de la faille Borindi-Houailou (*cf. carte h.t. n° 2*).

L'île Ouen qui est la seule zone du bassin ouest-calédonien dans laquelle s'observent les différents éléments constitutifs de l'appareil néo-calédonien, est digne d'une attention particulière. Nous avons déjà signalé (GUILLON, 1969 ; GUILLON et ROUTHIER, 1971, pp. 22-23) que l'île Ouen se distingue fondamentalement, par sa grande complexité structurale, du massif du sud dont elle représente une des deux apophyses frontales. Bien que les relations existant entre les ensembles lithologiques qui y sont présents ne puissent pas être toujours facilement analysées, il apparaît, qu'ici, l'appareil ultrabasique a connu une histoire comparable à celle dont témoigne, en particulier, le massif du Kopéto-Boulinda.

A l'île Ouen, la masse péridotitique principale est représentée par l'unité 2. Celle-ci révèle une structure très complexe et les roches montrent souvent un aspect folié particulièrement net. Plusieurs masses dunito-gabbroïques apparaissent au sein de cet ensemble. Celles qui s'observent au nord de l'île présentent, avec lui, des contacts tranquilles et des relations identiques à celles relevées dans le massif du sud. Par contre

dans la moitié sud de l'île, les masses dunito-gabbroïques sont généralement en contact tectonique avec la masse péridotitique principale. Elles forment des affleurements allongés NW-SE et localement pincés le long de fractures (cf. GUILLON et TRESCASES, 1972) ; leur litage dessine des plis de faible amplitude à axe NW-SE, parfois fortement écaillés et déversés vers le SW ou le SSW (cf. § B.II). Au sud de l'île, les gabbros reposent directement sur les basaltes (cf. *carte h.t. n° 2, coupe KL*) par l'intermédiaire d'un contact anormal sub-horizontale.

Nous avons déjà signalé (§ B.II) qu'à l'île Ouen les roches des masses dunito-gabbroïques sont, comme celles de la masse péridotitique principale, extrêmement cataclasées. En particulier les gabbros qui, ici, sont transformés en amphibolites feldspathiques, montrent une schistosité fruste, d'origine mécanique. Les sills de roches acides, très fréquents dans le sud de l'île, sont également plissés. Ces roches portent, comme les roches basiques et ultrabasiqes, des traces profondes de déformations (cf. chap. V).

Si la phase de plissement ayant affecté ces roches permet de rendre compte du morcellement des masses dunito-gabbroïques et des contacts brutaux qui existent souvent entre elles et la masse péridotitique principale, par contre ce phénomène ne peut, à lui seul, expliquer le recouvrement mécanique des basaltes par les gabbros dans le sud de l'île. Ce fait nous incite à voir dans la configuration structurale particulière de l'île Ouen, l'expression d'un phénomène analogue à celui dont le massif du Kopéto-Boulinda est le témoin. Ainsi nous considérons que la partie méridionale de l'île Ouen représente un grand panneau chevauchant dont le plancher correspondrait, d'une part au contact anormal entre les basaltes et les gabbros, d'autre part à l'accident à pendage SW qui s'observe sur le flanc méridional du mont St-Iré (cf. GUILLON et TRESCASES, 1972). Cette écaille se serait mise en place du NE au SW et serait venue recouvrir tectoniquement les basaltes, provoquant ainsi le plissement et la cataclase des roches dont elle est formée. Ce phénomène, qui se serait produit postérieurement à l'injection du magma granitique, expliquerait le basculement vers le sud du feuillet péridotitique que l'on constate dans l'ensemble du bassin ouest-calédonien.

---

**RECONSTITUTION DU MÉCANISME  
DE MISE EN PLACE  
DE L'APPAREIL ULTRABASIQUE NÉO-CALÉDONIEN**

Cet essai repose sur la distribution des grandes unités lithologiques de l'appareil, leurs relations dans les différents massifs de l'île ainsi que sur les variations de leur structure interne, exposées au chapitre précédent.

A l'Oligocène, des bouleversements tectoniques de grande ampleur provoquent la mise en place d'un copeau de la croûte océanique sur l'arc sialique mélanésien. Il se présente comme un feuillet, de plus de 3 500 m d'épaisseur, formé d'une grande masse harzburgitique et de masses dunito-gabbroïques. Ce grand feuillet s'avance du nord-est au sud-ouest et vient recouvrir un ensemble de terrains plissés dont les plus récents sont d'âge éocène supérieur. La surface basale de ce feuillet, dont le massif du sud et les massifs de la chaîne centrale sont les principaux témoins, correspond à un grand contact anormal à pendage NE (noté  $\psi 1$  sur les coupes interprétatives de la *carte h.t. n° 2*). Sa mise en place est bientôt suivie par l'intrusion d'un magma granitique qui provient vraisemblablement de la fusion des matériaux du socle. Cette phase acide dont les manifestations sont présentes dans les massifs ultrabasiques et dans les formations de leur substratum, serait sans doute d'âge oligocène moyen ou supérieur.

Après, ou tout au moins dans un stade terminal de la mise en place des roches granitiques, une écaille se détache à la partie supérieure du feuillet ultrabasilique dans une région située au nord-est de l'île (*cf. coupes interprétatives, carte h.t. n° 2*). Cette écaille péridotitique (dont le plancher est noté  $\psi 2$  sur les coupes interprétatives de la *carte h.t. n° 2*) glisse du NE au SW et vient se basculer en avant de ce feuillet. Elle vient alors recouvrir les formations sédimentaires éocènes et les basaltes du bassin ouest-calédonien, entraînant avec elle des fragments qu'elle aurait arrachés à ce feuillet et comprenant notamment des dunites et des gabbros. Les roches acides sont alors détachées de leurs zones radiculaires ; elles participent avec les autres roches à la phase de plissement et de cataclase qui s'est plus particulièrement développée dans la partie frontale de cette écaille chevauchante (1). Il est donc possible que les structures blastomylonitiques que montrent, en particulier, les roches de la masse péridotitique principale dans le sillon occidental ainsi que dans le secteur oriental, se surimposent ici à des déformations primaires, produites dans le milieu où eut lieu l'individualisation de cette masse et dont les effets sont visibles dans le massif du sud (§ A.3).

---

(1) Les granites de la région de Koum-Borindi étant injectés dans cette écaille, il est possible qu'ils soient de formation plus récente que les roches acides de la partie méridionale du massif du sud (granodiorites de Saint-Louis par exemple). Comme elles, ils sont exempts de défauts cataclastiques importants.

La grande faille-flexure longitudinale (*cf.* chap. I) a vraisemblablement joué un rôle dans le déversement de cette écaille au front du grand feuillet ultrabasique (*cf.* GUILLON et ROUTHIER, 1971, p. 26). Cependant, elle ne peut, à elle seule, rendre compte de l'ensemble des anomalies structurales relevées dans les massifs du sillon occidental. La dissection de cette écaille par les cassures relevant des différentes phases de fracturation qui se sont développées depuis le Miocène jusqu'aux temps actuels, serait à l'origine des massifs péridotitiques du bassin ouest-calédonien. Sa zone d'enracinement se situerait sur la côte orientale de l'île et correspondrait à la bande péridotitique qui s'étend au nord-est de la grande faille inverse Borindi-Houaïlou (*cf. carte h.t. n° 2*).

La mise en place de l'appareil ultrabasique néo-calédonien aurait eu lieu à l'Oligocène et vraisemblablement dans une période comprise entre 40 et 35 millions d'années B.P. Il faut pour en rechercher la cause, se référer à ce que l'on sait de l'évolution structurale du sud-ouest Pacifique au Cénozoïque.

La Nouvelle-Calédonie, la Nouvelle-Guinée et l'île de Norfolk sont les témoins d'un arc insulaire orienté NW-SE et dénommé « arc mélanésien interne » (*cf. carte h.t. n° 1* et fig. 31). Cet arc est formé de terrains sédimentaires siliceux, accumulés depuis la fin des temps paléozoïques dans une ride océanique et provenant vraisemblablement de la désagrégation du craton australien. Après une émergence locale qui se place vers la fin de l'Ere Primaire, a lieu, au Jurassique supérieur ou au début du Crétacé, une première phase de surrection de la chaîne mélanésienne.

On estime que c'est vers la fin des temps jurassiques (*cf.* FISHER *et al.*, 1970) que se serait déclenché le déplacement vers l'ouest de la grande plaque Pacifique, à partir d'une zone d'expansion située sur la bordure occidentale du continent américain. Ce phénomène pourrait donc être responsable de la phase pllicative « cimmérienne » et du métamorphisme de faciès « schistes verts » qui l'accompagne (*cf.* chap. I).

La sédimentation reprend au Sénonien dans un milieu marin peu profond et se poursuit jusqu'à l'Eocène moyen où se produisent les premières phases des plissements alpins. Après une submersion, la sédimentation reprend à l'Eocène supérieur et conduit à l'individualisation d'une série détritique volcano-sédimentaire, de type flysch. De vastes épanchements de magma basaltique ont lieu à la fin des temps éocènes, dans la fosse mélanésienne, précédant le déclenchement de la phase paroxysmale de l'orogénèse alpine.

C'est dans une étape terminale de cette phase tectogénique, qui a lieu vraisemblablement à la limite des temps éocènes et oligocènes, que se produit la mise en place du grand feuillet ultrabasique.

Les mesures magnétiques en mer (*cf.* en particulier HEIRTZLER *et al.*, 1968 ; WEISSEL, 1970) ont montré que l'expansion, au niveau de la dorsale Indo-Pacifique, a débuté à l'Eocène. A cette époque, l'Australie se détache de l'Antarctique et se déplace vers le nord (*cf.* CULLEN, 1970). Les forces composantes de cette poussée provoquent la migration vers le nord ou le nord-est de trois panneaux crustaux correspondant à la Nouvelle-Guinée, à l'arc de Lord Howe et à l'arc Nouvelle-Calédonie - Norfolk (*cf.* fig. 31). Ces panneaux se détachent de l'Australie, créant ainsi l'ouverture de bassins océaniques « marginaux » (*cf.* PACKAM et FALVEY, 1971) comme la mer de Corail, le grand bassin de Tasmanie et le bassin de Nouvelle-Calédonie (*cf. carte h.t. n° 1*). Toutes les données océano-géologiques relatives au sud-ouest Pacifique, convergent pour montrer que le détachement de ces panneaux se serait amorcé vers la fin des temps éocènes. Ainsi, les études sédimentologiques faites par GARDNER (1970) dans la mer de Corail, montrent que ce phénomène se serait déclenché il y a 42 millions d'années. Cette donnée est, en particulier, en parfait accord avec l'âge reconnu par LE PICHON et HEIRTZLER (1968) pour la séparation de l'Australie et de l'Antarctique. D'autre part, on peut penser, d'après les études faites dans le sud-ouest Pacifique par l'Institut d'Océanologie de l'Université des Nouvelles Galles du Sud, que la migration vers le nord-est de l'arc Nouvelle-Calédonie - Norfolk, date également de l'Eocène supérieur (FALVEY, *communication personnelle*). Le déplacement relatif du bloc tasmano-mélanésien, formé de ces trois panneaux crustaux, et de la grande plaque Pacifique, dont la migration vers l'ouest se poursuit depuis la fin des temps jurassiques, aurait atteint une ampleur maximale à l'Oligocène. Ce phénomène pourrait donc avoir conduit au chevauchement de coeaux de la

croûte océanique sur la marge de ce bloc lithosphérique. Le processus d'obduction du matériel océanique, amorcé à une époque qui se situe aux alentours de 42 à 45 millions d'années B.P., se serait achevé à l'Oligocène et vraisemblablement entre 40 et 35 millions d'années B.P. La relative brièveté de ce phénomène, à l'échelle des temps géologiques, explique, peut-être, qu'un volcanisme andésitique ne se soit pas manifesté, à l'aplomb de la zone de subduction, dans la plaque chevauchante (par exemple dans l'arc mélanésien externe).

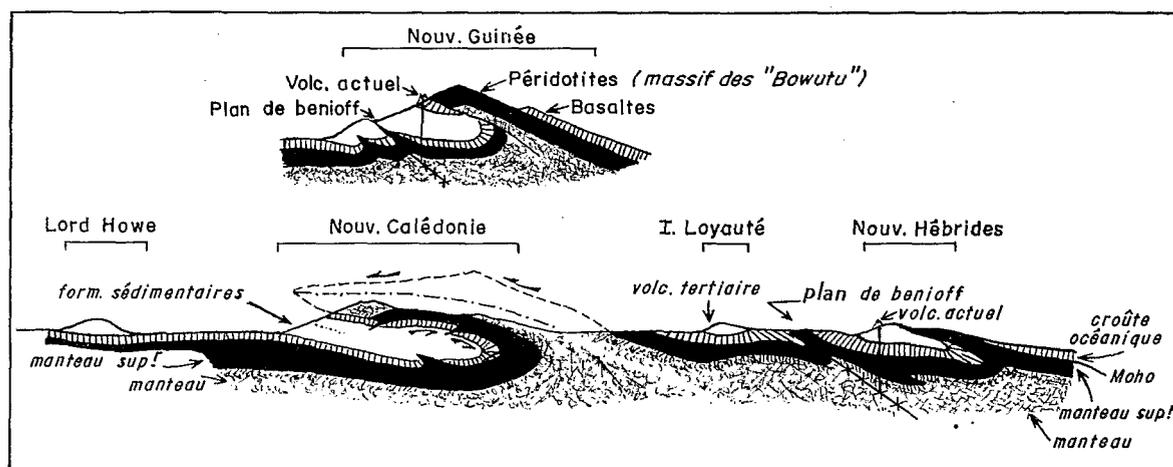
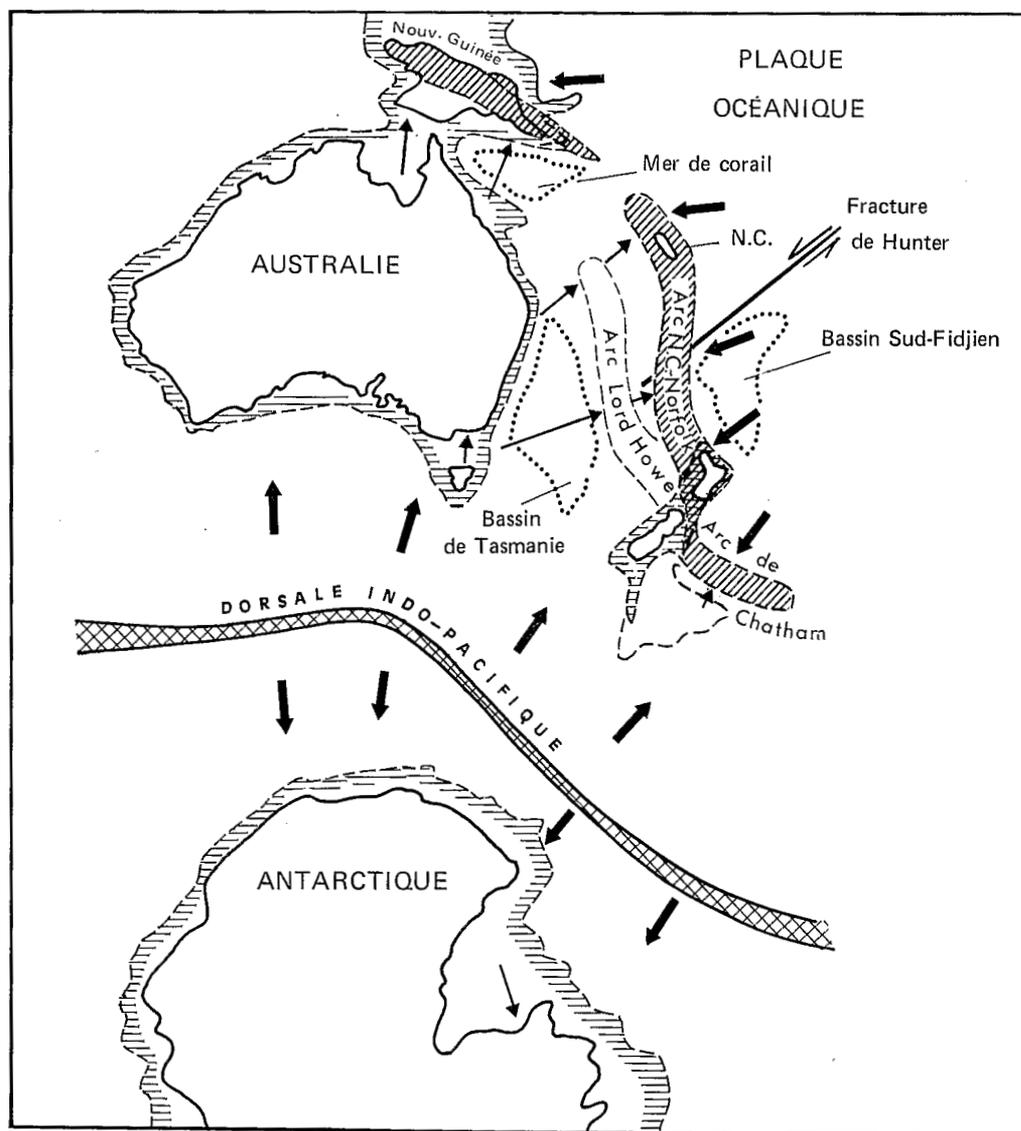


FIG. 30. — Essai d'interprétation de la structure de l'arc mélanésien.  
(repris de GUILLON, 1972).

Les massifs ultrabasiques de l'arc mélanésien externe, qu'il s'agisse de ceux de l'archipel des Salomon ou de celui de l'île Pentecôte aux Nouvelles-Hébrides, se sont mis en place à l'Oligocène ou au plus tard au Miocène (cf. fig. 30). Comme aucun argument ne permet de conclure à leur contemporanéité avec ceux de l'arc mélanésien interne, on ne peut donc affirmer que le processus évoqué plus haut, ait créé simultanément dans cet arc une double ligne de rupture. Cette incertitude ne pouvant être levée, il apparaît toutefois que l'on puisse établir un synchronisme étroit entre les appareils ultrabasiques de l'arc mélanésien interne, à savoir ceux de Nouvelle-Guinée et de Nouvelle-Calédonie. Tous deux matérialiseraient le plan de chevauchement de la plaque océanique sur la bordure du bloc lithosphérique tasmano-mélanésien. Ce plan est de direction NW-SE et de pendage NE ; il est donc parallèle au plan de Benioff actuel (cf. DUBOIS, 1971). Cette nouvelle zone de rupture, consécutive à une reprise de l'expansion au Miocène, est située entre les deux alignements ultrabasiques de l'arc mélanésien mais recoupe celui de l'arc interne au niveau de la Nouvelle-Guinée (cf. carte h.t. n° 1). Les cisaillements qui s'y produisent représentent l'amorce d'un phénomène comparable à celui que nous avons envisagé plus haut pour expliquer la mise en place des péridotites du sud-ouest Pacifique.

Nous avons, jusqu'à présent, supposé que la zone d'enracinement des péridotites néo-calédoniennes se trouvait sur la côte nord-est de l'île. Les études structurales de la région s'étendant entre la Nouvelle-Calédonie et les Nouvelles-Hébrides, réalisées dans le cadre du projet « AUSTRADÉC », sont encore trop peu avancées pour que l'on puisse y déceler des arguments en faveur de cette hypothèse. Néanmoins, une série de profils sismiques à l'« air gun » réalisés par DUBOIS (cf. DUBOIS, LAUNAY et RECY, 1973) a révélé l'existence, entre la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté, d'une fosse marine comblée de sédiments (ou « bassin des Loyauté ») et dont la profondeur atteindrait au minimum 3 000 m (cf. fig. 32). Cette fosse



-  Grande chaîne alpine (arc mélanésien interne - arc de Chatham)
-  Forces résultantes
-  Forces composantes

FIG. 31. — Reconstitution de l'évolution structurale du sud-ouest Pacifique au Cénozoïque (entre 42 et 35 millions d'années B.P.).

NB : en tiretés avec hachures horizontales sont indiquées les limites des blocs cratoniques (épaisseur de la croûte > 30 km), en tiretés celles des zones de structure semi-continentale (croûte de 15 à 30 km d'épaisseur) et en pointillés les limites des mers marginales (croûte de type océanique).

allongée approximativement NW-SE pourrait correspondre à la cicatrice de la zone de subduction ancienne, ce qui rend compréhensible les anomalies gravimétriques qui y ont été localement décelées (RAVENNE, *communication personnelle*).

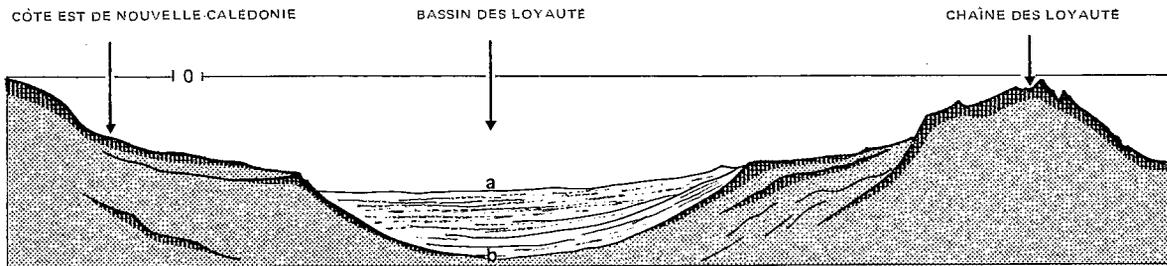


FIG. 32. — Profil de séismique continue entre le sud de l'île des Pins et les îles Loyauté selon une direction SW-NE. (Repris de DUBOIS, LAUNAY et RECY, 1973, fig. 3).

NB : La distance entre les points a et b correspond à une épaisseur de sédiments qui est au minimum de 2 000 m.

Nous avons précédemment exposé (§ A.7) les faits qui étayent l'hypothèse d'un renversement structural de la masse péridotitique principale. En dépit du fait que cette hypothèse se heurte à plusieurs objections et, qu'en particulier, elle ne permette pas de comprendre l'individualisation des masses dunito-gabbroïques, elle offre l'attrait de rendre compte des anomalies constatées dans la disposition des appareils ultrabasiques de Nouvelle-Guinée et de Nouvelle-Calédonie, à la lumière des faits concernant l'évolution structurale du sud-ouest Pacifique.

Si l'appareil ultrabasique néo-calédonien représentait le flanc inverse d'un grand pli couché impliquant des matériaux de la croûte océanique, on comprendrait, dès lors, que la masse péridotitique principale ne soit pas accompagnée de roches feldspathiques qui, dans l'hypothèse que nous avons avancée (§ A.8), se seraient formées aux dépens d'un même mélange silicaté. Les basaltes qui s'observent à la fois sous et au sommet de l'appareil ultrabasique de Nouvelle-Guinée (*cf.* chap. IV D) pourraient par contre, représenter ce matériel et matérialiseraient alors les deux flancs de ce pli (*cf.* fig. 30).

La Nouvelle-Guinée est une apophyse du bloc cratonique australien, au niveau duquel la croûte est de type continental et atteint une épaisseur supérieure à 30 km (*cf. carte h.t. n° 1*). L'arc de Lord Howe et l'arc Nouvelle-Calédonie - Norfolk se présentent comme deux bourrelets lithosphériques parallèles le long desquels la croûte aurait une puissance de 15 à 30 km (*cf. OFFICER, 1955*), apparaissant dans une zone où la croûte est relativement peu épaisse (10 à 15 km) ; cette zone est séparée de l'Australie par le grand bassin de Tasmanie où la croûte est de type océanique et atteint 5 à 10 km d'épaisseur (*cf. carte h.t. n° 1*). On comprend que, du fait de cette différence de structure aux deux points considérés de l'arc mélanésien interne, le chevauchement du matériel océanique sur celui-ci ait connu une ampleur beaucoup plus grande dans la région de la Nouvelle-Calédonie que dans celle de la Nouvelle-Guinée. La croûte étant plus mince au niveau de la Nouvelle-Calédonie qu'au niveau de la Nouvelle-Guinée, est, en effet, plus susceptible de s'enfoncer sous la plaque océanique. En fait, il semble bien que le déplacement vers le nord-est de l'arc Nouvelle-Calédonie - Norfolk ait été plus important que celui du panneau néo-guinéen. L'existence de grandes failles transformantes, orientées NE-SW, à l'est de la Nouvelle-Calédonie, telle que la fracture de Hunter (*cf. carte h.t. n° 1*), vient à l'appui de cette hypothèse. L'inversion de la convexité de l'arc Nouvelle-Calédonie - Norfolk qui se place au niveau de cette faille tend d'autre part à montrer que le déplacement relatif de celui-ci et de la plaque océanique a été plus important dans son compartiment occidental (*cf. carte h.t. n° 1 et fig. 31*).

Les appareils ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie et de Nouvelle-Guinée offrent donc l'image d'un phénomène particulièrement intéressant qui justifie l'ampleur des études océano-géologiques récemment entreprises dans le sud-ouest Pacifique par les équipes scientifiques de différentes nations et pour lesquelles on peut espérer que les travaux réalisés à terre seront d'un apport appréciable.

A l'inverse, l'hypothèse que nous avons proposée trouve confirmation dans les premiers faits mis en évidence dans le cadre de ces études qui permettent, d'ores et déjà, de reconstituer les grandes étapes de l'évolution structurale de cette région.

Etant donné les nombreuses indications que l'on relève, en divers points de la chaîne alpine, en faveur de chevauchements, réalisés à la fin de l'Ere Secondaire ou au Tertiaire, de plaques océaniques sur la bordure de blocs continentaux, il se produit depuis quelques années une uniformisation des conceptions génétiques relatives à la mise en place des appareils ultrabasiques. Ainsi en ce qui concerne les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie le mécanisme de mise en place que nous avons été conduit à proposer — celui-ci ayant été d'ailleurs parfaitement pressenti par ROUTHIER (1953, pp. 211-214) dont il faut rendre hommage, à ce propos, à la justesse de vue — est en parfait accord avec les conceptions de nombreux auteurs (*cf.* en particulier DEWEY et BIRD, 1971 ; COLEMAN, 1971).

Mais si l'on relève plusieurs arguments qui permettent de voir dans la mise en place des grands appareils péridotitiques de l'arc mélanésien, le résultat de l'expansion des blocs crustaux, encore cette théorie ne permet-elle pas de résoudre, par avance, tous les problèmes que pose l'évolution des complexes ultrabasiques de la chaîne alpine. Tel est du moins l'enseignement que l'on peut tirer de la présente étude.

---

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES DE L'ÉTUDE

Au terme de ce mémoire il convient de dresser le bilan des principaux faits mis en évidence et de dégager les conclusions auxquelles ils ont conduit.

Les massifs ultrabasiques néo-calédoniens représentent les fragments d'un gigantesque feuillet péridotitique qui a recouvert une grande partie de l'île. Ils reposent sur des formations plissées, comprenant des terrains sédimentaires d'âge permien à éocène supérieur et des basaltes tholéitiques. Ces roches volcaniques qui forment une part importante du substratum des massifs ultrabasiques auraient un âge de  $38,5 \pm 1,5$  millions d'années.

Les massifs ultrabasiques sont en contact tectonique avec les terrains de leur substratum et se sont mis en place à partir d'une zone de subduction située au nord-est de l'île. Ils sont constitués de deux ensembles lithologiques, à savoir une volumineuse masse harzburgitique et un ensemble discordant, formé principalement de masses stratifiées à roches basiques et ultrabasiques, recoupant les structures du premier.

La grande masse harzburgitique, dénommée « masse péridotitique principale » est un ensemble épais de plus de 3 500 m, composé de péridot forstéritique, d'enstatite et de spinelle chromifère ; elle renferme, en outre, des disséminations de sulfures cupro-nickélicifères et de métaux natifs ; le plagioclase y est absent. Cette masse se présente comme un édifice imposant de harzburgites au milieu desquelles apparaissent de nombreuses intercalations de dunites et de pyroxénites. Le spinelle chromifère y forme localement des concentrations lenticulaires.

Ces roches se distribuent en une succession rythmique, matérialisant ainsi un litage. Celui-ci est discordant sur le contact basal des massifs et dessine des ondulations cassantes, déversées vers le SSW.

Les roches de cet ensemble sont peu déformées et montrent parfois l'aspect de cumulats. Néanmoins, elles peuvent présenter localement une structure blasto-mylonitique. Les péridotites foliées s'observent principalement dans le domaine occidental de l'île, c'est-à-dire dans la partie frontale du grand feuillet ultrabasique dont les massifs néo-calédoniens sont les témoins, ainsi que dans le secteur côtier oriental.

La faible intensité des déformations qui ont affecté cet ensemble et l'existence de structures primaires préservées, distinguent profondément les massifs néo-calédoniens des complexes ophiolitiques des zones orogéniques et permettent de les considérer comme l'illustration d'un modèle particulier d'appareil ultrabasique de la chaîne alpine.

Les roches dont cet ensemble est formé présentent une déficience en aluminium et en calcium. La composition des deux silicates est relativement constante dans son profil. En effet, elle ne varie que dans un domaine correspondant à 3 % du rapport  $Mg/Mg + Fe$  de ces minéraux. Les seules variations constatées concernent un enrichissement en aluminium de l'orthopyroxène et du spinelle chromifère, une légère

réduction des teneurs en nickel des deux silicates, ainsi qu'un enrichissement en minéraux cuprifères qui se produisent de haut en bas dans le profil de cet ensemble.

La masse péridotitique principale présente une zonalité verticale qui se traduit par la répartition des concentrations oxydées dans sa partie supérieure et des disséminations sulfurées dans sa partie basale.

Les faits relatifs à cette masse ultrabasique suggèrent qu'elle s'est formée par différenciation d'un bain silicaté. Son individualisation résulterait de la ségrégation des minéraux ferro-magnésiens, ceux-ci ayant cristallisé en équilibre, dans des conditions de température relativement stables et sous des pressions élevées. Cette masse ultrabasique pourrait donc représenter un fragment détaché d'un ensemble différencié qui comprenait des termes feldspathiques. L'hypothèse habituellement retenue pour expliquer la formation d'un grand nombre des appareils ultrabasiques des zones orogéniques et selon laquelle ceux-ci auraient connu une histoire complexe faisant intervenir plusieurs phases d'homogénéisation à des conditions différentes de température et de pression, ne semble pas pouvoir s'appliquer à cet ensemble.

Le second ensemble lithologique de l'appareil néo-calédonien est principalement représenté par de grands corps dunitiques à contours diffus, obliques sur les structures de la grande masse péridotitique, et passant transitionnellement, dans leur partie supérieure, à des gabbros noritiques et à des anorthosites.

Il s'agit de masses rythmiquement stratifiées dans lesquelles les roches montrent des structures de cumulats magmatiques. L'évolution qui se produit depuis les dunites jusqu'aux roches feldspathiques se traduit par un enrichissement en aluminium, en calcium et en alcalins. Elle se manifeste également par des variations régulières de la composition des minéraux constitutifs: celles-ci se résument à un enrichissement en aluminium de l'orthopyroxène, du clinopyroxène et du spinelle chromifère, un accroissement du rapport  $Fe/Fe+Mg$  des différents minéraux ferro-magnésiens ainsi qu'en une légère réduction de la basicité du plagioclase.

Ces masses dunito-gabbroïques résulteraient de la différenciation par gravité d'un magma tholéiitique, au sein de poches créées dans la masse péridotitique principale par le relâchement des tensions. Durant leur fractionnement, le gradient thermique était certainement faible et les pressions relativement modérées. Elles représenteraient le culot de réservoirs magmatiques ayant alimenté un ancien arc volcanique sous-marin et dont les grands épanchements basaltiques d'âge éocène supérieur ou oligocène inférieur seraient une des manifestations principales.

La formation de ces deux ensembles aurait eu lieu dans les zones profondes de la lithosphère. L'appareil ultrabasique néo-calédonien représenterait donc un grand copeau de la croûte océanique qui se serait mis en place sur l'arc sialique mélanésien à la suite des profonds bouleversements structuraux engendrés par le télescopage de la grande plaque Pacifique et du bloc lithosphérique tasmano-mélanésien dont le déplacement respectif se serait amorcé à la fin des temps mésozoïques.

La mise en place de cette lame de matériel océanique se serait produite à l'Oligocène et vraisemblablement dans une période comprise entre 40 et 35 millions d'années B.P. Elle aurait été suivie par l'intrusion d'un magma granitique, provenant de la fusion des matériaux du socle, sous l'effet des fortes pressions engendrées par la mise en place du feuillet ultrabasique. Ce magma s'injecte, à l'Oligocène moyen ou supérieur, dans des zones de dislocation de l'appareil ainsi que dans les formations de son substratum, consécutivement au relâchement des contraintes qui se sont développées durant le phénomène d'obduction.

Après, ou tout au moins dans un stade terminal de la mise en place des roches acides, une écaille se détache à la partie supérieure du grand feuillet ultrabasique, dans une région située au nord-est de l'île. Cette écaille se bascule au front de celui-ci où elle vient recouvrir mécaniquement les basaltes et les terrains sédimentaires du sillon occidental. Ce second copeau péridotitique dont la zone d'enracinement se situerait sur la côte est de l'île, présente une structure très complexe. Sa dissection serait à l'origine des massifs ultrabasiques échelonnés le long de la côte occidentale de la Nouvelle-Calédonie.

Au terme de cette étude, il convient de mesurer la portée des hypothèses que nous avons émises et d'en envisager les implications. Tout d'abord nous avons suggéré que la mise en place des péridotites néo-calédoniennes pouvait s'être faite en deux étapes, celles-ci n'étant pas obligatoirement des événements très éloignés dans le temps. Toutes deux se placeraient à l'Oligocène et seraient séparées par l'injection du magma acide. Faute de données radiométriques suffisantes, nous ne pouvons cependant en préciser la chronologie.

Cette explication, ayant été bâtie d'après un essai de résolution structurale d'un ensemble lithologique relativement peu différencié, pourra, peut-être, paraître présomptueuse. Or, la mise en place des grands massifs à dominante harzburgitique de la chaîne alpine est l'aboutissement de bouleversements structuraux grandioses, déclenchés par le jeu de grands panneaux lithosphériques. Le processus de subduction ne s'est vraisemblablement pas déroulé selon un mode invariable et a, au contraire, certainement connu des phases paroxysmales, analogues à celles qui se sont produites durant les phases de plissement des séries sédimentaires. Celles-ci résultant des mêmes phénomènes que ceux ayant conduit à la mise en place des copeaux du matériel océanique à la surface de la lithosphère, l'empilement des grandes nappes chevauchantes, observables dans les systèmes sédimentaires, peut parfaitement fournir l'image de la disposition des deux écailles péridotitiques que nous avons mises en évidence. La représentation, obligatoirement très schématique, que nous donnons de l'architecture des massifs ultrabasiques néo-calédoniens, conduirait donc à concevoir que l'évolution des blocs crustaux a pu produire dans un même site, mais à des moments distincts, des manifestations similaires et dont les effets se surimposent.

Les deux autres originalités que présentent les conclusions de cette étude résident d'une part dans l'origine magmatique de la grande masse harzburgitique et d'autre part dans la possibilité de son inversion structurale. En ce qui concerne la première de ces hypothèses, nous pensons que les faits mis en évidence la rendent parfaitement défendable et sont en eux-mêmes explicites. Par là-même on est en droit de se demander, comme l'a fait THAYER (1967), si tous les complexes ophiolitiques n'étaient pas initialement des ensembles présentant, comme la plupart des grands appareils recouvrants, des faciès de cumulats et dont la structure aurait été oblitérée par les déformations profondes qu'ils ont subies lors de leur mise en place dans les bâtis orogéniques. Quant à l'hypothèse d'un renversement de la masse péridotitique principale, nous avons montré que certains faits sont en harmonie avec elle, que d'autres la rendent difficilement concevable. Ce problème sera donc laissé en suspens. Etant donné l'intensité des recherches océanogéologiques, actuellement poursuivies dans le sud-ouest Pacifique, il est vraisemblable que celles-ci permettront de juger prochainement de la validité de cette hypothèse, à la lumière de faits nouveaux, relatifs à l'évolution structurale de cette zone.

On constate que les grands massifs ultrabasiques recouvrants de la chaîne alpine, dont ceux de l'arc mélanésien constituent des exemples remarquables, sont, en raison de leur faible degré de déformation, accessibles à l'interprétation géologique. De ce fait, leur étude aide à mieux comprendre le mécanisme de la mise en place des complexes ophiolitiques présents dans les orogènes plus anciens. Elle permet aussi de mesurer les divergences qui les opposent, en particulier, à ceux du domaine mésogéen. Les distinctions qui existent entre eux conduisent à concevoir que l'obduction du matériel océanique durant l'orogénèse alpine est un phénomène variable dans ses effets et dont le déroulement a vraisemblablement été fortement influencé par la structure du milieu dans lequel il s'est produit. Ainsi, l'étude des appareils ultrabasiques de la chaîne alpine, procédant par avances successives, contribue maintenant dans une large mesure à compléter le tableau de l'évolution des grandes dalles crustales du globe terrestre au cours des temps phanérozoïques.



## LISTE DES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

### (1°) TRAVAUX CONCERNANT LA STRUCTURE DU SUD-OUEST PACIFIQUE

(à l'exception de ceux relatifs à la géologie des zones émergées, en particulier de la Nouvelle-Calédonie, dont les références figurent dans la seconde partie de la liste bibliographique).

- AGGARWAL Y.P., BARAZANGI M., ISACKS B. (1972). — P and S travel times in the Tonga-Fiji region: a zone of low velocity in the uppermost mantle behind the Tonga island arc. *J. Geophys. Research*, vol. 77, pp. 6427-6434.
- BARAZANGI M., ISACKS B., OLIVER J. (1972). — Propagation of seismic waves through and beneath the lithosphere that descends under the Tonga island arc. *J. Geophys. Research*, vol. 77, pp. 952-958.
- BRODIE J.W., HATHERTON T. (1958). — The morphology of Kermadec and Hikurangi trenches. *Deep Sea Research*, vol. 5, pp. 18-28.
- COLEMAN P.J. (1966). — The Solomon islands as an island arc. *Nature*, vol. 211, pp. 1249-1251.
- CULLEN D.J. (1967). — Mantle convection and sea floor spreading in the South-West Pacific. *Nature*, vol. 216, pp. 356-357.
- CULLEN D.J. (1967). — Island arc development in the South-West Pacific. *Tectonophysics*, vol. 4, pp. 163-172.
- CULLEN D.J. (1970). — A tectonic analysis of the South-West Pacific. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 13, n° 1, pp. 7-20.
- DENHAM D. (1969). — Distribution of earthquakes in the New Guinea-Solomon islands region. *J. Geophys. Research*, vol. 74, pp. 4290-4299.
- DICKINSON W.R., HATHERTON T. (1967). — Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, vol. 157, pp. 801-803.
- DUBOIS J., PASCAL G., BARAZANGI M., ISACKS B., OLIVER J. (1973). — Travel times of seismic waves between the New Hebrides and Fiji islands: a zone of low velocity beneath the Fiji plateau. Cornell University, dept. of Geol. Sci., contr. n° 547, 20 p.
- EIBY G.A. (1964). — The New Zealand subcrustal rift. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 7, pp. 109-133.
- EWING J.I., HOUTZ R.E., LUDWIG W.J. (1970). — Sediment distribution in the Coral sea. *J. Geophys. Research*, vol. 75, pp. 1963-1972.
- EWING M., HAWKINS L.V., LUDWIG W.J. (1970). — Crustal structure of the Coral sea. *J. Geophys. Research*, vol. 75, pp. 1953-1962.
- FAIRBRIDGE R.W. (1950). — Problems of Australian geotectonics. *J. Sci. Univ. of Western Australia*, vol. 1, n° 5, pp. 22-29.
- FAIRBRIDGE R.W., VAN DER LINDEN W.J.M. (1966). — Coral sea. In the Encyclopedia of Oceanography by R.W. Fairbridge, pp. 219-223, Rheinhold Edit., New York.
- FALVEY D.A. (1969). — Gravity map of the Coral sea basin. Univ. of New South Wales, School of Physics (rapport inédit).
- FISHER N.H. (1957). — Catalogue of the active volcanoes of the World. Part 5 : Melanesia. *Int. Volcanol. Assoc.*, 105 p., Naples, 1957.
- GARDNER J.V. (1970). — Submarine geology of the western Coral sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 81, pp. 2599-2614.
- GLAESSNER M.F. (1950). — Geotectonic position of New Guinea. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, vol. 34, pp. 856-881.
- HEIRTZLER J.R., DICKSON G.O., HERRON E.M., PITMAN W.C., LE PICHON X. (1968). — Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motion of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Research*, vol. 73, pp. 2119-2136.
- HOUTZ R.E., EWING J., EWING M., LONARDI A.G. (1967). — Seismic reflexion profiles of the New Zealand plateau. *J. Geophys. Research*, vol. 72, pp. 4713-4729.

- ISACKS B., OLIVER J., SYKES L.R. (1968). — Seismology and the new global tectonics. *J. Geophys. Research.*, vol. 73, pp. 5855-5899.
- JAKES P., WHITE A.J.R. (1969). — Structure of the melanesian arcs and correlation with distribution of magma types. *Tectonophysics*, vol. 8, pp. 223-236.
- JOHNSON T., MOLNAR P. (1972). — Focal mechanisms and plate tectonics of the South-West Pacific. *J. Geophys. Research*, vol. 77, pp. 5000-5032.
- KARIG D.E. (1970). — Ridges and basins of the Tonga - Kermadec island arc system. *J. Geophys. Research*, vol. 75, pp. 239-254.
- KLOMPE T. (1961). — Pacific and variscian orogeny in Indonesia. A structural synthesis. Proc. of the IX Pacif. Sci. Congr., Bangkok, 1957, vol. 12, pp. 76-113.
- LE PICHON X., HEIRTZLER J.R. (1968). — Magnetic anomalies in the Indian Ocean and sea-floor spreading. *J. Geophys. Research*, vol. 73, pp. 2101-2117.
- MALAHOFF A. (1970). — Gravity map of the New Hebrides archipelago. Univ. of Hawai, Inst. Geophys., (rapport inédit).
- MENARD H.W. (1964). — Marine geology of the Pacific. McGraw-Hill, New York, 1964, 271 p.
- MILSON J.S. (1970). — Woodlark basin, a minor center of sea-floor spreading in Melanesia. *J. Geophys. Research*, vol. 75, pp. 7335-7339.
- MILSON J.S. (1971). — Gravity field and evolution of eastern Papua. *Ph. D. thesis*, Imperial College, Londres.
- MITRONOVAS W., ISACKS B., SEEBER L. (1969). — Earthquake locations and seismic wave propagation in the upper 250 km of the Tonga island arc. *Bull. Seismol. Soc. of Amer.*, vol. 59, pp. 1115-1135.
- MORGAN W.R. (1966). — A note on the petrology of some lava types from East New Guinea. *J. Geol. Soc. Australia*, vol. 13, pp. 583-591.
- OFFICER C.B. (1955). — South West Pacific crustal structure. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 36, pp. 449-459.
- PACKAM G.H., FALVEY D.A. (1971). — An hypothesis for the formation of marginal seas in the western Pacific. *Tectonophysics*, vol. 11, pp. 79-109.
- RICHARD J.J. (1962). — Catalogue of the active volcanoes of the world. Part XIII : Kermadec, Tonga, Samoa. *Int. Volcanol. Assoc.*, 38 p., Naples, 1962.
- ROSE J.C., WOOLLARD G.P., MALAHOFF A. (1968). — Marine gravity and magnetic studies of the Solomon islands. In the crust and upper mantle of the Pacific area by L. Knopoff, C. Drake and J.H. Pembroke, pp. 379-410, *Amer. Geophys. Union*, monogr. n° 12.
- SAÏTO M., TAKEUCHI H. (1966). — Surface waves across the Pacific. *Bull. Seismol. Soc. of Amer.*, vol. 56, pp. 1067-1091.
- SCLATER J.G. (1972). — Heat flow and elevation of the marginal basins of the western Pacific. *J. Geophys. Research.*, vol. 77, pp. 5705-5719.
- SHOR G.G. (1967). — Seismic refraction profile in Coral sea basin. *Science*, vol. 158, pp. 911-913.
- SMITH J.W., GREEN D.H. (1961). — The geology of the Musa river area, Papua. *Aust. Bur. Mineral Resources*, rept n° 52.
- SOLOMON S., BEIHLER S. (1969). — Crustal structure from gravity anomalies in the South-West Pacific. *J. Geophys. Research*, vol. 74, pp. 6696-6701.
- SUMMERHAYES C.P. (1967). — New Zealand region volcanism and structure. *Nature*, vol. 215, pp. 610-611.
- SYKES L.R., ISACKS B., OLIVER J. (1969). — Spatial distribution of deep and shallow earthquakes of small magnitudes in the Fiji-Tonga region. *Bull. Seismol. Soc. of Amer.*, vol. 59, pp. 1093-1113.
- THOMSON A.A., EVISON F.F. (1962). — Thickness of earth's crust in New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 5, pp. 29-45.
- VAN DER LINDEN W.J.M. (1967). — Structural relationships in the Tasman sea and South-West Pacific Ocean. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 10, pp. 1280-1301.
- VAN DER LINDEN W.J.M. (1969). — Rotation of the Melanesian complex and of west Antarctica. A key to the configuration of Gondwana ? *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocool.*, vol. 6, pp. 37-44.
- WEISSEL J. (1970). — Sea-floor spreading between Australia and Antarctica (abstract). *Geoexploration*, vol. 8, p. 250.
- WRIGHT J.B. (1966). — Convection and continental drift in the South-West Pacific. *Tectonophysics*, vol. 3, pp. 69-81.

*Cartes consultées :*

— Bathymetry of the South-West Pacific at 1/2 750 000. Scripps Institution of Oceanography. University of California. San Diego, 1969.

— Pacific Ocean bathymetric chart at 1/10 000 000. Institute of Oceanology. Ministry of geology and mineral resources. Moscow, 1964.

(2°) TRAVAUX CONCERNANT LES APPAREILS A ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES  
 AINSI QUE LA GÉOLOGIE DE LA NOUVELLE-CALÉDONIE ET RÉFÉRENCES GÉNÉRALES

- AUMENTO F. (1969). — Geology of the mid-Atlantic ridge at 45° N (abstract). *In* Royal Society : abstracts for meeting on petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor. London, 12-14 nov. 1969.
- BEZZI A., PICCARDO G.B. (1971). — Structural features of the ligurian ophiolites : petrologic evidence for the « Oceanic » floor of the northern Apennines geosyncline ; a contribution to the problem of the Alpine-type gabbro-peridotite associations. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. X, pp. 53-63.
- BONATTI E. (1968). — Ultramafic rocks from the mid-Atlantic ridge. *Nature*, vol. 219, pp. 363-364.
- BONATTI E., HONNOREZ J., FERRARA G. (1970). — Equatorial mid-Atlantic ridge : petrologic and Sr isotopic evidence for an alpine type rock assemblage. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 9, pp. 247-256.
- BOTTCHER W. (1969). — Zur Entstehung des magmatischen Troodos komplexes (Zypern). *N. Jb. Miner. Abh.*, vol. 110, n° 2, pp. 159-187.
- CAILLERE S. (1936). — Contribution à l'étude des minéraux des serpentines. *Bull. Soc. Fr. Minér.*, T. 59, pp. 163-318.
- CAMERON E.N., DESBOROUGH G.A. (1969). — Occurrence and characteristics of chromite deposits, Eastern Bushveld complex. *In* Magmatic Ore Deposits by H.D.H. Wilson, Ec. Geol., monogr. 4, pp. 23-40.
- CARTER N.L., AVE LALLEMANT H.G. (1970). — High temperature flow of dunite and peridotite. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 81, pp. 2181-2202.
- CHALLIS G.A. (1965). — The origin of New Zealand ultramafic intrusions. *J. Petrol.*, G.B., vol. 6, n° 2, pp. 322-364.
- CHALLIS G.A., GUILLON J.H. (1971). — Etude comparative à la microsonde électronique du clinopyroxène des basaltes et des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Possibilité d'une origine commune de ces roches. *Bull. BRGM*, IV, n° 2, pp. 39-46.
- CHURCH W.R., STEVENS R.K. (1970). — Mantle peridotite and the early paleozoic ophiolite complexes of the Newfoundland Appalachians. Dept. Geol., Univ. of Western Ontario, rept. n° 175, 3 p.
- CHURCH W.R. (1972). — Ophiolite : its definition, origin as oceanic crust and mode of emplacement in orogenic belts, with special reference to the Appalachians. *In* the ancient oceanic lithosphere, Canadian contribution to the geodynamic project, paper n° 6, pp. 71-85. Publ. of the Earth Physics Branch, dept. of Energy, Mines and Resources of Canada.
- CLARK T., NALDRETT A.J. (1972). — The distribution of Fe and Ni between synthetic olivine and sulphide at 900° C. *Ec. Geol.*, vol. 67, n° 7, pp. 939-952.
- COLEMAN R.G. (1967). — Gaucophane schists from California and New Caledonia. *Tectonophysics*, vol. 4, pp. 479-498.
- COLEMAN R.G. (1971). — Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J. Geophys. Research*, vol. 76, pp. 1212-1222.
- CRAIG J.R., KULLERUD G. (1969). — Phase relations in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore deposits. *In* Magmatic ore deposits by H.D.H. Wilson, Ec. Geol., monogr. 4, pp. 344-358.
- CRENN Y. (1953). — Anomalies gravimétriques et magnétiques liées aux roches basiques de Nouvelle-Calédonie. *Ann. Geophys.*, Fr., vol. 9, n° 4, pp. 291-299.
- CRENN Y. (1953). — Mesures gravimétriques et magnétiques en Nouvelle-Calédonie. ORSTOM, Paris (*rapport inédit*).
- DAVIES H.L. (1968). — Papuan ultramafic belt. Proc. of the 23 rd. Int. Geol. Congr., Prague, 1968. Sect. I « Upper mantle », pp. 209-220.
- DAVIES H.L. (1971). — Peridotite-gabbro-basalt complex in Eastern Papua : an overthrust plate of oceanic mantle and crust., Aust. Bur. Mineral Resources, rept. n° 128, 48.
- DAVIES H.L., SMITH I.E. (1971). — Geology of Eastern Papua. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 82, pp. 3299-3312.
- DEWEY J.F., BIRD J.M. (1971). — Origin and emplacement of the ophiolite suite : Appalachian ophiolites in Newfoundland. *J. Geophys. Research.*, vol. 76, pp. 3179-3206.
- DIETZ R.S. (1962). — Ocean basin evolution by sea-floor spreading. *In* continental drift by S.K. Runcorn. Academic Press Edit.
- DOW D.B., DAVIES H.L. (1964). — The geology of the Bowutu mountains, New Guinea. Aust. Bur. Mineral Resources, rept. n° 75, 31 p.
- DUBOIS J. (1969). — Contribution à l'étude structurale du Sud-Ouest Pacifique d'après les ondes sismiques observées en Nouvelle-Calédonie et aux Nouvelles-Hébrides. Thèse Doct. Sci. Phys., Fac. Sci. Paris, *in* Ann. Geophys., T. 25 fasc. 4, pp. 923-972.

- DUBOIS J. (1971). — Propagation of P waves and Rayleigh waves in Melanesia : structural implications. *J. Geophys. Research*, vol. 76, pp. 7217-7240.
- DUBOIS J., GUILLON J.H., LAUNAY J., RECY J., TRESCASES J.J. (1973). — Structural and other aspects of the New Caledonia - Norfolk arc. Proc. of the XII Pacif. Sc. Congr., Canberra, 1971, *In* The Western Pacific island arc : marginal seas, geochemistry. Univ. of Western Aust. Press. Edit., pp. 223-235.
- DUBOIS J., LAUNAY J., RECY J. (1973). — Les mouvements verticaux en Nouvelle-Calédonie et aux îles Loyauté et l'interprétation de certains d'entre eux dans l'optique de la tectonique des plaques. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, vol. 5, n° 1, pp. 3-24.
- ENGEL A.E.J., ENGEL C.G., HAVENS R.G. (1965). — Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 76, n° 7, pp. 719-734.
- FISHER A.G., HEEZEN B.C., BOYCE R.E., BUKRY D., DOUGLAS R.G., GARRISON R.E., KLING S.A., KRASHENINNIKOV V., LISITZIN A.P., PIMM A.C. (1970). — Geological history of the Western North Pacific. *Science*, vol. 168, pp. 1210-1214.
- FLINT D.E., ALBEAR J.F., GUILD P.W. (1948). — Geology and chromite deposits of the Camagüey district, Camagüey province, Cuba. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 954 - B, pp. 39-63.
- GLASSER E. (1903-4). — Rapport à M. le Ministre des Colonies sur les richesses minérales de la Nouvelle-Calédonie. *Ann. Mines, Fr.*, vol. 10, n° 5, pp. 503-620 et 623-693.
- GODLEVSKII M.N. (1959). — Traps and ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. Cosgeoltekhizdat, Moscow, p. 69.
- GONI J. (1966). — Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques. Mém. BRGM, n° 45, 68 p.
- GONORD H., RABINOVITCH M. (1971). — Introduction à la géologie de l'Océanie. *Encyclopedia Universalis*, T. 11, pp. 1031-1040.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967a). — The genesis of basaltic magmas. *Contr. Miner. Petrol.*, vol. 15, pp. 102-190.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967b). — The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 3, pp. 151-160.
- GUILLON J.H. (1969). — Données nouvelles sur la composition et la structure du grand massif péridotitique du sud de la Nouvelle-Calédonie. *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, vol. 1, n° 1, pp. 7-25.
- GUILLON J.H. (1970). — Les paramètres de variations géochimiques du spinelle chromifère dans les roches ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, T. 271, pp. 700-703.
- GUILLON J.H., ROUTHIER P. (1971). — Les stades d'évolution et de mise en place des massifs ultramafiques de Nouvelle-Calédonie. *Bull. BRGM*, IV, n° 2, pp. 5-38.
- GUILLON J.H., SAOS J.L. (1971). — Les règles de distribution des sulfures cupro-nickelifères dans les massifs ultrabasiqes de Nouvelle-Calédonie. ORSTOM Nouméa-Soc. Le Nickel, *rapp. multigraph.*, 27 p.
- GUILLON J.H. (1972). — Essai de résolution structurale d'un appareil ultramafique d'âge alpin : les massifs de Nouvelle-Calédonie. Implications concernant la structure de l'arc mélanésien. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, T. 274, pp. 3069-3072.
- GUILLON J.H., GONORD H. (1972). — Premières données radiométriques concernant les basaltes de Nouvelle-Calédonie. Leurs relations avec les grands événements de l'histoire géologique de l'arc mélanésien au Cénozoïque. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, T. 275, pp. 309-312.
- GUILLON J.H., SAOS J.L. (1972). — Les règles de distribution des sulfures cupro-nickelifères dans les massifs péridotitiques de Nouvelle-Calédonie. Modèle zonéographique d'un appareil stratiforme de chaîne récente. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, T. 274, pp. 3168-3171.
- GUILLON J.H., TRESCASES J.J. (1972). — Carte géologique des Territoires d'Outre-Mer. Nouvelle-Calédonie. Feuille Prony à 1/50 000. Carte et notice explicative. Serv. Géol. National, Paris.
- GUILLON J.H. (1973a). — Le cycle géochimique du nickel dans les roches ultrabasiqes de Nouvelle-Calédonie. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, T. 276, pp. 2117-2120.
- GUILLON J.H. (1973b). — The geology of New-Caledonia and Loyalty Islands. *In* Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts. Geol. Soc. of London Edit.
- GUILLON J.H., (1973 c). — Rapport de mission en Australie de l'Ouest. Quelques réflexions concernant les gisements de sulfures nickelifères australiens. ORSTOM-S.L.N°, *rapp. multigraph.*, 14 p.
- GUILLON J.H., LAWRENCE L.A. (1973). — The opaque minerals of the ultramafic rocks of New-Caledonia. *Miner. Deposita*, vol. 8, pp. 115-126.
- HÁKLI T.A., WRIGHT T.L. (1967). — The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 31, pp. 877-884.

- HÄKLI T.A. (1968). — An attempt to apply the Makaopuhi nickel fractionation data to the temperature determination of a basic intrusive. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 32, pp. 449-460.
- HIMMELBERG G.R., COLEMAN R.G. (1968). — Chemistry of primary minerals and rocks from the Red mountain - Del Puerto ultramafic mass, California. U.S. Geol. Surv., Prof. paper n° 600-C, pp. 18-26.
- IRVINE T.N. (1967a). — Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part. 2 : petrologic applications. *Can. J. Earth. Sci.*, vol. 4, pp. 71-103.
- IRVINE T.N. (1967b). — The Duke island ultramafic complex, Southeastern Alaska. *In ultramafic and related rocks* by P.J. Wyllie, pp. 84-97, New York, Wiley and Sons Edit.
- JACKSON E.D. (1960). — X ray determinative curve for natural olivine of composition Fo 80-90. U.S. Geol. Surv., Prof. paper n° 400 - B, pp. 432-434.
- JACKSON E.D. (1961). — Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. U.S. Géol. Surv., Prof. Paper n° 358, 106 p.
- JACKSON E.D. (1969). — Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater complex. *In Magmatic ore deposits* by H.D.H. Wilson, Ec. Geol., monogr. 4, pp. 41-71.
- JUTEAU T. (1970). — Petrogenèse des ophiolites des nappes d'Antalya (Taurus lycien oriental, Turquie). Leur liaison avec une phase d'expansion océanique au Trias supérieur. *Sci. de la Terre*, T. XV, n° 3, pp. 265-288.
- KARAMATA S. (1968). — Zonality in contact metamorphic rocks around the ultramafic mass of Brezovica (Serbia, Yugoslavia). Proc of the 23rd. Int. Geol. Congr., Prague, 1968. Sect. I, «Upper mantle» pp. 197-207.
- KOCH P. (1957). — Rapport sur la reconnaissance d'indices minéraux aux environs de Thio. Serv. Mines Nouv. Calédonie, rapport multigraph., 3 p.
- KORNPROBST J. (1969). — Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Thèse Doct. Sci. Nat., Fac. Sci. Paris, 376 p.
- KUSHIRO I. (1960). — Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 258 ; pp. 548-554.
- LACROIX A. (1942). — Les péridotites de la Nouvelle-Calédonie, leurs serpentines et leurs gîtes de nickel et de cobalt. Les gabbros qui les accompagnent. *Acad. Sci. Inst. Fr.*, Mem. n° 66, 143 p.
- LEBAS M.J. (1962). — The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relations to their parentage. *Amer. J. Sci.*, vol. 260, pp. 267-288.
- LE PICHON X., HEITZLER J.R. (1968). — Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea-floor spreading. *J. Geophys. Research*, vol. 73, pp. 2101-2117.
- LILLIE A.R. (1970). — The structural geology of lawsonite and glaucophane schists of the Ouégoa district, New-Caledonia. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, vol. 13, n° 1, pp. 72-116.
- LONEY R.A., HIMMELBERG G.R., COLEMAN R.G. (1971). — Structure and petrology of the Alpine-type peridotite at Burro mountain, California, USA. *J. of Petrology*, vol. 12, n° 2, pp. 245-309.
- LOOMIS T.P. (1972). — Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 83, pp. 2475-2496.
- MACKENZIE D.B. (1960). — High-temperature Alpine-type peridotite from Venezuela. *Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, pp. 303-317.
- MC CALL G.J.H., DOEPEL J.J.G. (1969). — Stratiform basic bodies within the Yilmia ophiolites, Western Australia. Proc. Aust. Inst. Min. Metall., vol. 231, pp. 67-73.
- MANSON V. (1967). — Geochemistry of basaltic rocks : major elements. *In Basalts* by H.H. Hess et A. Poldervaart, pp. 215-269, New York, Interscience Edit.
- MARUEJOL P., COCHET A. (1958). — Aperçu sur les gîtes de chromite du sud de la Nouvelle-Calédonie. *Bull. Geol. Nouv. Calédonie*, n° 1, pp. 97-116.
- MELSON W.G. (1969). — Ultramafic rocks from the mid-Atlantic fracture zones : implications on the make-up of the lower oceanic crust (abstract). *In Royal Society : abstracts for meeting on the petrology of igneous and metamorphic rocks from the ocean floor*. London, 12-14 nov. 1969.
- MOORES E.M. (1969). — Petrology and structure of the Vourinos ophiolitic complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Amer.*, special paper n° 118, 74 p.
- MOORES E.M., VINES F.J. (1971). — The Troodos massif, Cyprus and others ophiolites as oceanic crust, evaluation and implications. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, série A, pp. 443-466.
- MOSKALEVA S.V. (1966). — Chemistry of metasomatic conversions in uralian dunite - pyroxenite - gabbro formation. *Int. Geol. Rev.*, USA, vol. 8, n° 11, pp. 1347-1361.
- MOSSMAN D.J. (1973). — Geology of the Grennhills ultramafic complex, Bluff peninsula, Southland, New Zealand. *Bull. Geol. Soc. of Amer.*, vol. 84, pp. 39-62.

- NALDRETT A.J., CRAIG J.R., KULLERUD G. (1967). — The central portion of the Fe-Ni-S system and its bearing on pentlandite solution in iron-nickel sulphide ores. *Ec. Geol.*, vol. 62, pp. 826-847.
- NALDRETT A.J., GASPARRINI E.L. (1971). — Archaean nickel sulphide deposits in Canada : their classification, geological setting and genesis with some suggestions as to exploration. *Géol. Soc. Aust., Spec. Publ.* 3, pp. 201-206.
- NICOLAS A. (1966). — Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse Doct. Sci. Nat., Fac. Sci. Nantes, 178 p.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., MERCIER J.C. (1971). — Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites. *Tectonophysics*, vol. 12, pp. 55-86.
- NICOLAS A., JACKSON E.D. (1972). — Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée : implications géotectoniques. *Bull. Suisse. Minér. Pétrogr.*, vol. 52-53, pp. 479-495.
- O'HARA M.J. (1965). — Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. J. Geol.*, vol. 1, n° 1, pp. 19-40.
- O'HARA M.J. (1968). — The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Review*, vol. 4, pp. 69-133.
- ORLOFF O. (1968). — Etude géologique et géomorphologique des massifs d'ultrabasites compris entre Houaïlou et Canala. Thèse Univ., Fac. Sci. Montpellier, 189 p.
- PAGE N.J. (1971). — Sulphide minerals in the G and H chromitic zones of the Stillwater complex, Montana. U.S. Geol. Survey, Prof. paper n° 694, 20 p.
- PARROT J.F. (1969). — Le cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Fac. Sci. Paris, ORSTOM, *rapp. multigr.*, 114 p.
- PARROT J.F. (1973). — Pétrologie de la coupe du Djebel Moussa. Massif basique et ultrabasique du Kizil Dag (Hätaç, Turquie). *Sci. de la Terre*, Tom. 18, n° 1, pp. 143-172.
- PICOT P. (1959). — Sur la présence de minerais métalliques nickelifères dans les serpentines. *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, vol. 82, n° 5, pp. 329-334.
- PIROUTET M. (1917). — Etude stratigraphique sur la Nouvelle-Calédonie. Thèse Doct. Sci. Nat., Fac. Sci. Paris, Imp. Protat, Mâcon, 313 p.
- RAMDOHR P. (1967). — A widespread mineral association connected with serpentinisation. *N. Jb. Minér. Abh.*, vol. 107, n° 3, pp. 241-265.
- RAVIER J. (1959). — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 86, 250 p.
- REINHARDT B.M. (1969). — On the genesis and emplacement of ophiolites in the Oman mountains geosyncline. *Bull. Suisse Minér. Pétrogr.*, vol. 49, n° 1, pp. 1-30.
- ROTHSTEIN A.T. (1958). — Pyroxenes from the Dawros peridotites and some comments on their nature. *Geol. Mag.*, vol. 95, pp. 456-462.
- ROUTHIER P. (1953). — Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle-Calédonie entre le col de Boghen et la pointe d'Arama. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, nouv. série, n° 67, 271 p.
- ROUTHIER P. (1963). — Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson et Cie Edit., Paris, vol. 1, 867 p.
- STEINMANN G. (1927). — Die ophiolitischen zonen in den Mediterranen kettengebirge. Proc. of the 14 th. Int. Geol. Congr., Madrid, Sect. II, pp. 636-668.
- TALWANI M., LE PICHON X., EWING M. (1965). — Crustal structure of the mid-ocean ridges : computed model from gravity and seismic refraction data. *J. Geophys. Research*, vol. 70, pp. 341-357.
- TAYLOR H.P. (1967). — The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska. In *Ultramafic and related rocks* by P.J. WYLLIE, pp. 97-121, New York, Wiley and Sons Edit.
- THAYER T.P. (1967). — Chemical and structural relations of ultramafic and feldspathic rocks in alpine intrusive complexes. In *Ultramafic and related rocks* by P.J. WYLLIE, pp. 222-239, New York, Wiley and Sons Edit.
- VAN DER WALT C.F.J. (1941). — Chrome ores of the Western Bushveld complex. *Trans. Proc. Geol. Soc. S. Africa*, vol. 44, pp. 79-93.
- WADSWORTH W.J. (1961). — The layered ultrabasic rocks of Southwest Rhum, Inner Hebrides. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, série B, vol. 244, pp. 21-64.
- WAGER L.R., BROWN G.M. (1968). — Layered igneous rocks. Oliver and Boyd Edit., Edinburgh and London, 588 p.
- WILLIAMS R.J., EUGSTER H.P. (1969). — An experimental study of (Fe-Mg) olivine, (Fe-Mg) pyroxene reactions and their geological applications (abstract). *Geol. Soc. of Amer. Abstracts for 1969*, pt. 7, p. 239.
- WILSON R.A.M., INGHAM F.T. (1959). — The geology of Xeros-Troodos area with an account of the mineral resources. *Geol. Surv. of Cyprus. mem.* 1.
- WORST B.G. (1960). — The Great Dyke of Southern Rhodesia. *Geol. Surv. South Rhodesia, Bull.* n° 47, 239 p.

**OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
ET TECHNIQUE OUTRE-MER**

Direction Générale : 24, rue Bayard, 75008 PARIS

Service Central de Documentation : 70-74, route d'Aulnay  
93140 BONDY

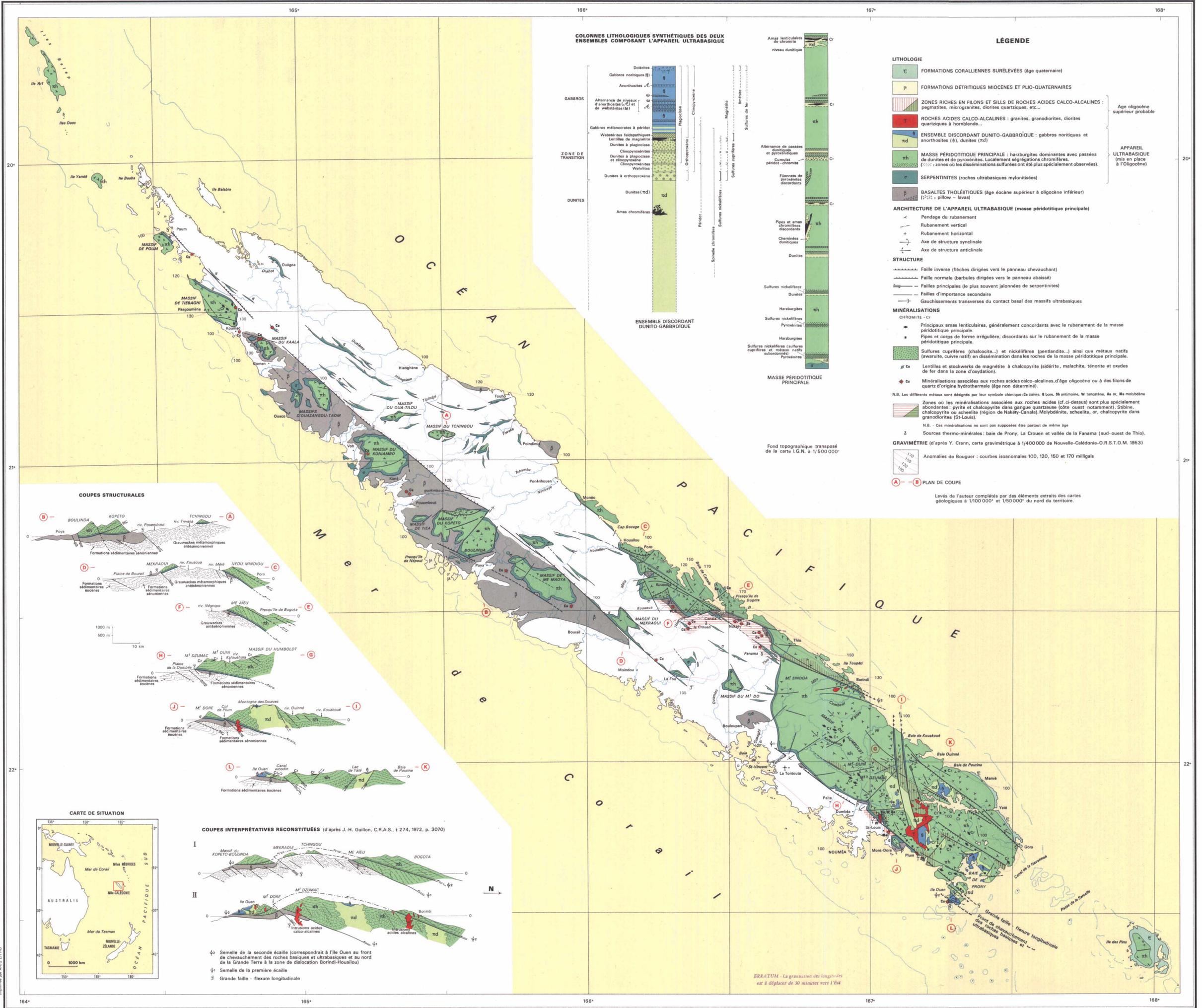
---

IMPRIMERIE MARCEL BON - 70001 VESOUL  
O. R. S. T. O. M. Éditeur  
D.L. éditeur. 1<sup>er</sup> trim. 1975  
D.L. imprimeur : 1992  
ISBN 2-7099-0350-4

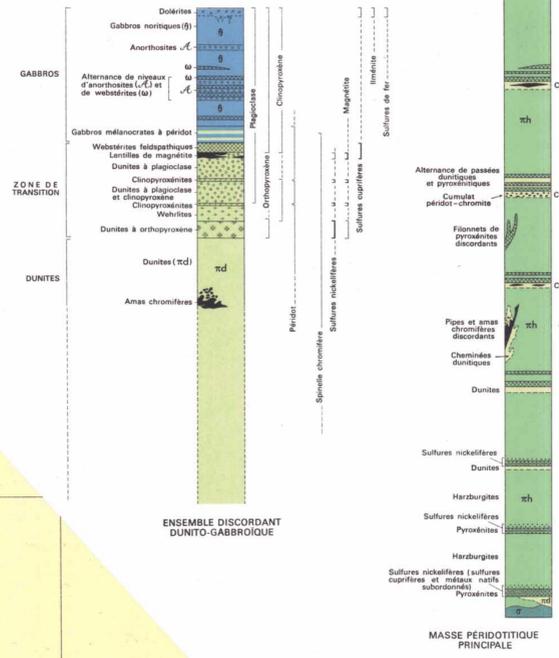
# CARTE GÉOLOGIQUE DE L'APPAREIL ULTRABASIQUE DE NOUVELLE-CALÉDONIE

Dressée par J.-H. GUILLON en 1972

CARTE N° 2



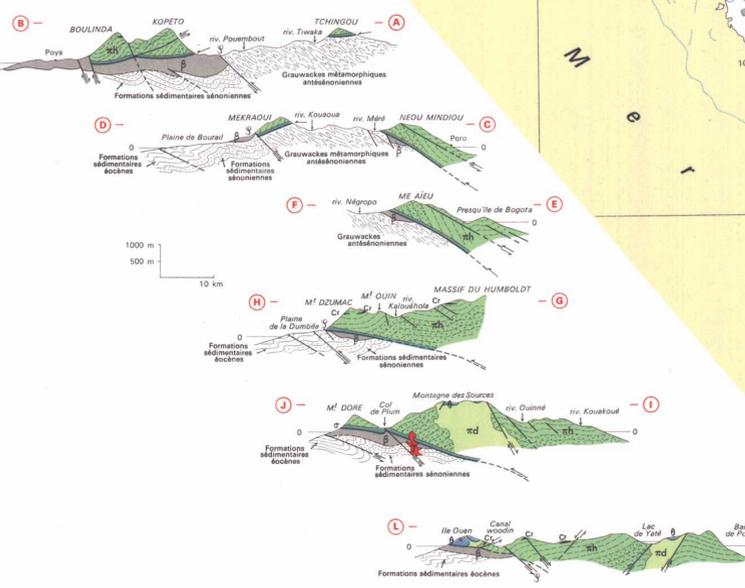
## COLONNES LITHOLOGIQUES SYNTHÉTIQUES DES DEUX ENSEMBLES COMPOSANT L'APPAREIL ULTRABASIQUE



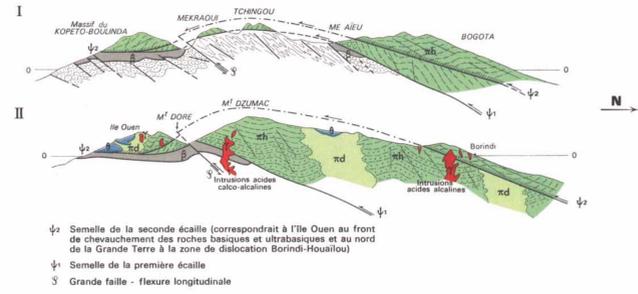
## LÉGENDE

- LITHOLOGIE**
- FORMATIONS CORALLIENNES SURÉLEVÉES (âge quaternaire)
  - FORMATIONS DÉTRITIQUES MIOCÈNES ET PLIO-QUATÉNAIRES
  - ZONES RICHES EN FILONS ET SILLS DE ROCHES ACIDES CALCO-ALCALINES : pegmatites, microgranites, diorites quartziques, etc...
  - ROCHES ACIDES CALCO-ALCALINES : granites, granodiorites, diorites quartziques à hornblende...
  - ENSEMBLE DISCORDANT DUNITO-GABBROÏQUE : gabbros noritiques et anorthositiques (G), dunités (D)
  - MASSÉ PÉRIDOTITIQUE PRINCIPALE : harzburgites dominantes avec passées de dunités et de pyroxénites. Localement ségrégations chromifères. (zones où les disséminations sulfurées ont été plus spécialement observées).
  - SERPENTINITES (roches ultrabasiques mylonitisées)
  - BASALTES THOLOÏTIQUES (âge éocène supérieur à oligocène inférieur) (S<sub>1</sub> à pillow - lavas)
- ARCHITECTURE DE L'APPAREIL ULTRABASIQUE (masse péridotitique principale)**
- Pendage du rubanement
  - Rubanement vertical
  - Rubanement horizontal
  - Axe de structure synclinale
  - Axe de structure anticlinale
- STRUCTURE**
- Faïlle inverse (flèches dirigées vers le panneau chevauchant)
  - Faïlle normale (barbules dirigées vers le panneau abaissé)
  - Faïlles principales (le plus souvent jalonnées de serpentinites)
  - Faïlles d'importance secondaire
  - Gauchissements transverses du contact basal des massifs ultrabasiques
- MINÉRALISATIONS**
- CHROMITE - Cr**
- Principaux amas lenticulaires, généralement concordants avec le rubanement de la masse péridotitique principale.
  - Pipes et corps de forme irrégulière, discordants sur le rubanement de la masse péridotitique principale.
- Sulfures cuprifères (chalcoite...) et nickéifères (pentlandite...) ainsi que métaux natifs (arsenic, cuivre natif) en dissémination dans les roches de la masse péridotitique principale.**
- Cr**
- Lentilles et stockworks de magnétite à chalcopryrite (sidérite, malachite, ténérite et oxydes de fer dans la zone d'oxydation).
  - Minéralisations associées aux roches acides calco-alcalines, d'âge oligocène ou à des filons de quartz d'origine hydrothermale (âge non déterminé).
- N.B. Les différents métaux sont désignés par leur symbole chimique : Cu cuivre, B bore, Sb antimoine, W tungstène, As or, Mo molybdène**
- Zones où les minéralisations associées aux roches acides (cf. ci-dessus) sont plus spécialement abondantes : pyrite et chalcopryrite dans gangue quartzreuse (cote ouest notamment), Stibine, chalcopryrite ou schellite (région de Nakéy-Canaé), Molybdénite, schellite, or, chalcopryrite dans granodiorites (St-Louis).**
- N.B. - Ces minéralisations ne sont pas supposées être partout de même âge**
- 3 Sources thermo-minérales : baie de Prony, La Croix et vallée de la Fanama (sud-ouest de Thio).**
- GRAVIMÉTRIE (d'après Y. Crenn, carte gravimétrique à 1/400 000 de Nouvelle-Calédonie-O.R.S.T.O.M. 1953)**
- Anomalies de Bouguer : courbes isonomales 100, 120, 150 et 170 milligals
- PLAN DE COUPE**
- Levés de l'auteur complétés par des éléments extraits des cartes géologiques à 1/100 000<sup>e</sup> et 1/50 000<sup>e</sup> du nord du territoire.

### COUPES STRUCTURALES



### COUPES INTERPRÉTATIVES RECONSTITUÉES (d'après J.-H. Guillon, C.R.A.S., t 274, 1972, p. 3070)

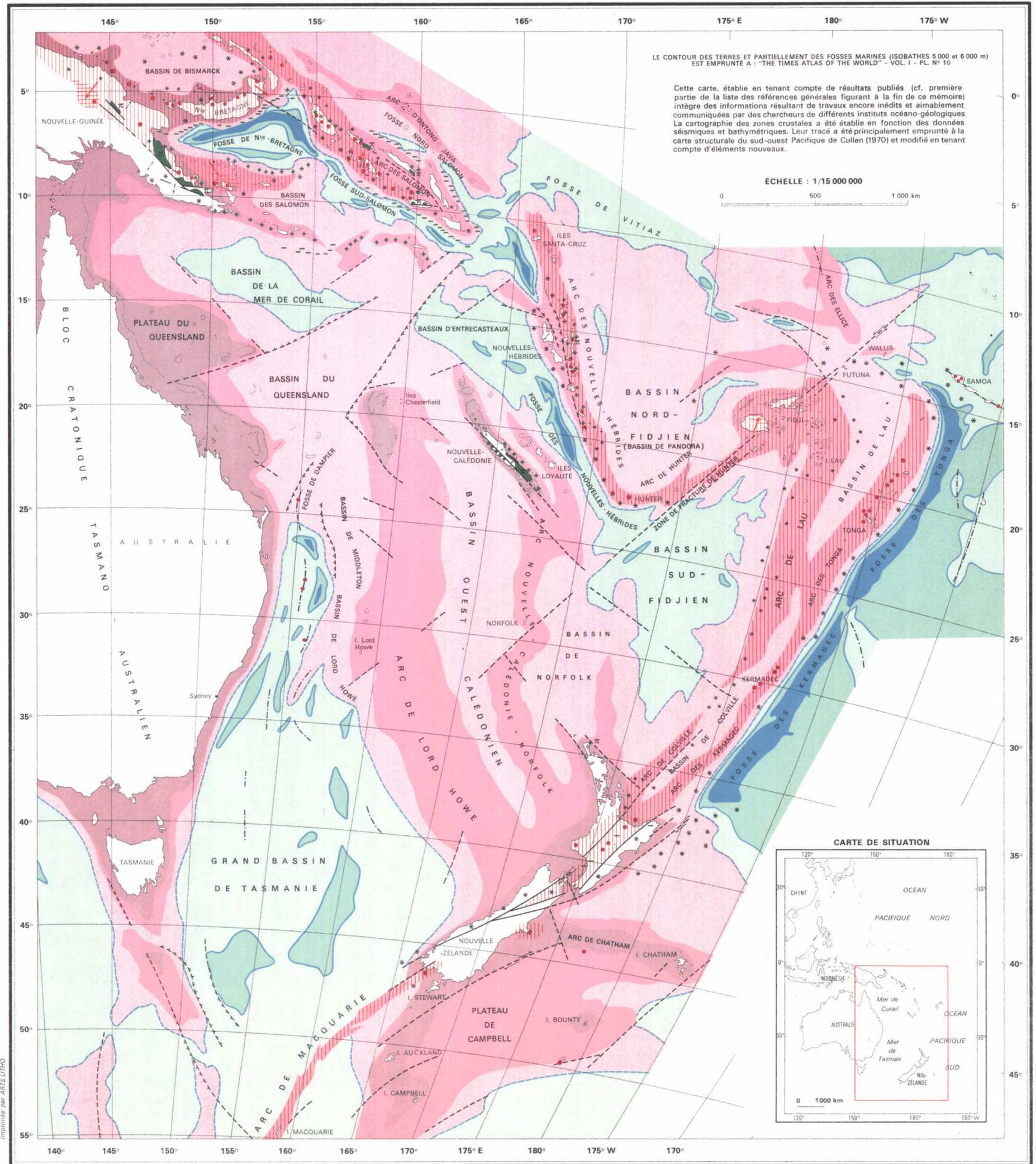


ERRATUM - La gravitation des longitudes est à déplacer de 30 minutes vers l'Est

# ESQUISSE STRUCTURALE DU SUD-OUEST PACIFIQUE

CARTE N° 1

Dressée par J.-H. GUILLON en 1972



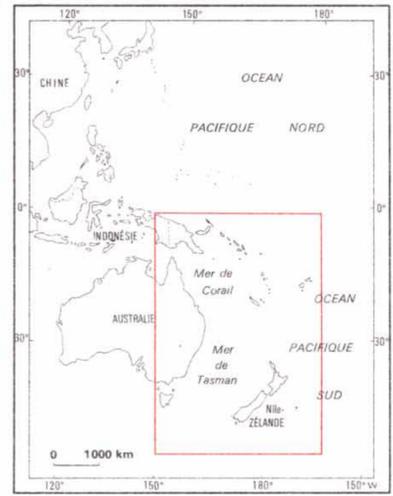
LE CONTOUR DES TERRES ET PARTIELLEMENT DES FOSSES MARINES (ISOBATHES 5 000 et 6 000 m) EST EMPRUNTÉ A : "THE TIMES ATLAS OF THE WORLD" - VOL. 1 - PL. N° 10

Cette carte, établie en tenant compte de résultats publiés (cf. première partie de la liste des références générales figurant à la fin de ce mémoire) intègre des informations résultant de travaux encore inédits et aimablement communiqués par des chercheurs de différents instituts océano-géologiques. La cartographie des zones crustales a été établie en fonction des données sismiques et bathymétriques. Leur tracé a été principalement emprunté à la carte structurale du sud-ouest Pacifique de Cullen (1970) et modifié en tenant compte d'éléments nouveaux.

ÉCHELLE : 1/15 000 000



CARTE DE SITUATION



SERVICE CARTOGRAPHIQUE DE L'O.R.S.T.O.M. - M. Danard - 1973

© O.R.S.T.O.M. - 1973

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER  
Service Central de Documentation  
70-74, route d'Aulnay - 93-BONDY - FRANCE

## LÉGENDE

### BATHYMETRIE (Éléments succincts limités aux fosses océaniques)



### SÉISMIQUE

- \* Séismes superficiels (profondeur hypocentres < 70 km)
- Séismes profonds (profondeur hypocentres > 250 km)

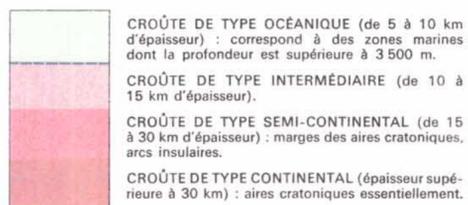
### GRAVIMÉTRIE (anomalies de Bouguer) :

- +++ Anomalies positives (150 milligals et au-dessus)
- Anomalies négatives (-150 milligals et en-dessous)

### ÉLÉMENTS GÉOLOGIQUES

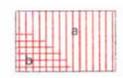
- Failles observées
- - - Failles probables (dédouées de la morphologie sous-marine)
- ++++ Horst sous-marin
- Zone effondrée
- - - Ligne de guyots
- Massifs ultrabasiques mis en place au Cénozoïque (Éocène ou Oligocène)
- ↑↑ Sens de déversement des plis cénozoïques

### STRUCTURE DE LA CROÛTE: fonction de son épaisseur relative reconnue par les études sismiques



N.B. : le tracé approché de ces zones structurales a été établi en fonction de la bathymétrie.

### VOLCANISME



Zone volcanique dont l'activité s'étend depuis le Cénozoïque terminal jusqu'aux temps actuels

a. volcanisme non-alcalin (calco-alcalin et tholéiitique)

b. volcanisme alcalin (shoshonites)

● Volcan actif ou éteint

→ Sens dans lequel se fait le passage des termes volcaniques non alcalins aux termes alcalins